

SEPARAT-ABDRUCK

AUS DEM

NEUEN JAHRBUCH

FÜR MINERALOGIE, GEOLOGIE UND PALAEOONTOLOGIE.

Beilage-Band XI.

Gequetschte Gesteine des Mortirolo-Thales.

Von

Wilhelm Salomon.

Mit einer Tafel.



Stuttgart.

E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Koch):

1897.

Gequetschte Gesteine des Mortirolo-Thales.

Von

Wilhelm Salomon in Pavia¹.

Mit Taf. XII.

Von dem südlichsten Theile der Ortler-Gruppe her erstreckt sich nach Südwesten ein schmäler, allmählich immer mehr auskeilender Gebirgszug, der als ein Ausläufer der Ortler-Gruppe betrachtet werden kann und die Verbindung zwischen dieser und der nördlichsten Kette der orobischen Alpen herstellt. Die Wasserscheide dieses in geologischer Hinsicht wenig bekannten Gebirges liegt meist näher an dem Veltlin als an dem Ogljo-Thale, so dass sich nach diesem hin eine kleine Anzahl von tief eingeschnittenen und stellenweise einen lebhaften Verkehr vermittelnden Querthälern hinunterziehen. Die wichtigsten dieser Thäler sind die Val di Mortirolo und die Val Grande di Vezza, die sich bei Monno bezw. bei Vezza d'Ogljo in die Val Camonica öffnen.

Mit der Untersuchung der contactmetamorphen Bildungen der Adamello-Gruppe beschäftigt, hielt ich es für wünschenswerth, zum Vergleiche den geologischen Bau dieses Gebirgsteiles und die petrographische Beschaffenheit der ihn zusammensetzenden Felsarten kennen zu lernen und besuchte ihn deshalb wiederholt in den Jahren 1890—1891 und 1894. Doch kann ich an dieser Stelle auf den geologischen Bau der Gegend nicht näher eingehen und werde nur so viel davon hervorheben, wie zum Verständniss der im Folgenden zu beschreibenden Gesteine unumgänglich nöthig ist.

¹ Jetzt in Heidelberg

Vom Passo Tonale her erstreckt sich nach WSW. eine wichtige Verwerfung¹, die Tonale-Linie, die, zuerst ungefähr dem Laufe des Oglio-Thales folgend, bei Vezza in den erwähnten Gebirgszug hineinstreicht, ihn in schräger Richtung durchschneidet und in der Gegend von Stazzona das Veltlin erreicht. Die Tonale-Linie bildet in geologischer Hinsicht die Nordgrenze der Adamello-Gruppe; denn südlich stossen an ihr die noch zu dieser gehörenden Quarzlagenphyllite ab, nördlich aber folgen die hochkrystallinen, im Folgenden ausführlich zu beschreibenden Gesteine des Mortirolo-Zuges. Die Quarzlagenphyllite streichen im Grossen und Ganzen ONO. und fallen mit steilen Neigungswinkeln nach NNW. ein. Die hochkrystallinen Schiefer des nördlichen Zuges streichen gleichfalls überwiegend zwischen O. und NO.; ihre Fallrichtung ist aber nicht constant. Denn während z. B. im unteren Theile des Mortirolo-Thales nordnordwestliche Fallrichtungen vorherrschen, neigen sich die Schichten des oberen Thales fast immer nach SO. Es ist wahrscheinlich, dass hier eine grosse Synklinale vorhanden ist, dass aber ausser dieser auch noch zahlreiche kleinere, mehr secundäre Falten auftreten.

Was die Felsarten betrifft, so herrschen im unteren Theile des Mortirolo-Thales die Gneisse bei Weitem vor. Erst in beträchtlicher Höhe werden sie von Gesteinen verdrängt, die theils zu den echten Quarzlagenphylliten gehören, theils eine Mittelstellung zwischen diesen und ähnlichen Glimmerschiefern mit Quarzlagen einnehmen. In das geschichtete Gebirge sind im Mortirolo-Thale ebenso wie in der weiter östlich gelegenen Val Grande verschiedenartige massige Gesteine, und zwar Adamellite, Hornblendediorite und verwandte Felsarten eingedrungen. Sie umschliessen Schollen der Nebengesteine, sind daher unzweifelhaft jünger als diese und scheinen stockförmig begrenzt zu sein.

Der Grund, wesswegen ich im Folgenden eine kleine Zahl von Gesteinstypen des Mortirolo-Thales ausführlich beschreiben will, sind die prachtvollen Druckerscheinungen, welche die meisten von ihnen aufweisen.

¹ Vergl. W. SALOMON, Geologisch-petrographische Studien im Adamello-Gebiet. Sitzungsber. k. preuss. Akad. d. Wiss. Berlin. 1896. 1036—1038.

I. Adamellit¹.

Dies ziemlich grobkörnige Gestein tritt in bedeutenden Massen in der Gegend zwischen der Baita Ronco² und der Casa bianca im mittleren Theile des Thales auf und steht auch an dem Hauptwege selbst in einer Höhenlage von ungefähr 1500 m an. Es hat im Handstück und im anstehenden Fels meist entschieden granitisches Gefüge, lässt aber doch oft eine undeutliche Parallelstellung der Glimmerblätter erkennen und geht an einzelnen Stellen ganz allmählich in flaserige gneissartige Gesteine über, die gewiss Niemand weder im Handstück noch in isolirten Aufschlüssen für etwas Anderes als „Gneisse“ halten würde. Die mikroskopische Untersuchung lässt aber ebensowenig wie die geologische einen Zweifel darüber, dass diese gneissige Varietät lediglich durch Pressung und Quetschung aus der granitisch-körnigen hervorgegangen ist. In beiden sind in dem augenblicklichen Erhaltungszustand ein basischer Oligoklas, Mikroklin, Quarz und Biotit wesentliche Gemengtheile. In der gneissigen Varietät gesellt sich aber dazu noch, und zwar auf Kosten des Biotits, eine nicht zu vernachlässigende Menge von Eisenglanz, von dem es allerdings wahrscheinlicher ist, dass er nicht durch Dynamometamorphose, sondern durch gemeine Verwitterung aus dem Biotit hervorgeht.

Da der ursprüngliche Kalknatronfeldspath meist ganz von Neubildungen verdeckt oder verdrängt wird, so ist seine optische Untersuchung sehr erschwert. Mit Sicherheit lässt sich angeben, dass er gewöhnlich nach dem Albitgesetz, seltener gleichzeitig nach dem Periklingesetz verzwillingt ist. Ob ausserdem noch Verzwillingung nach dem Carlsbader Gesetz vorkommt, liess sich bei dem schlechten Erhaltungszustand nicht genau feststellen, und dies um so weniger, da unser Feldspath, wie gezeigt werden wird, zu den basischen Oligoklasen gehört, in denen die Auslöschungsdifferenzen zwischen

¹ Obwohl dieser Name von BRÖGGER unglücklich gewählt ist, da das Gestein des Monte Adamello gar kein Adamellit, sondern Tonalit ist, so will ich ihn doch annehmen, um Verwirrung zu vermeiden.

² Wenn mich meine Erinnerung nicht täuscht, sagten die Bauern des Thales „Ronco“, nicht „Bonco“, wie die italiänische Generalstabkarte in 1 : 25000, vielleicht nur infolge eines Druckfehlers, angiebt.

den Carlsbader und den Albit-Lamellen ja noch sehr gering sind¹. Der schmale äussere Rand der Krystalle hat schwächere Lichtbrechung als der die Hauptmasse bildende innere Kern und ist in der Regel auch viel frischer und besser erhalten als dieser. Er ist daher zweifellos saurer. Die Auslöschungsdifferenzen zwischen ihm und den basischen Kernen sind aber stets sehr gering, so dass die chemische Verschiedenheit keine grosse sein kann. Die Zwillingslamellen der Kerne durchsetzen auch den Rand. Von diesem stellte ich mit Hilfe des BECKE'schen Verfahrens fest, dass die zur Beobachtung gelangenden Brechungsindices stets kleiner als der des Canadabalsams, ja sogar kleiner als ω des Quarzes sind, dagegen in allen beobachteten Contacten den Brechungsquotienten des Mikroklin erheblich überlegen bleiben. Der saure Rand kann daher nur zum Albit gehören. Zur Bestimmung des basischen Kernes dienten die folgenden Beobachtungen. An fünf Verticalcontacts mit Canadabalsam fand ich γ' ² des Plagioklases zweimal gleich dem Brechungsindex des Balsams, dreimal etwas, aber nur ganz wenig kleiner. α' ist stets deutlich kleiner. Ferner fand ich einmal in dem centralen Theile eines Plagioklases einen ziemlich genau parallel der Verticalaxe³ geschnittenen Quarz eingebettet. Da die Auslöschungsrichtungen der beiden Individuen nicht zusammenfallen, so benützte ich die von mir beschriebene Methode⁴

¹ Vergl. MICHEL-LÉVY, Étude sur la détermination des Feldspaths u. s. w. Paris 1894. p. 32—35.

² Ich gebrauche die Bezeichnungen γ' und α' nach BECKE's Vorschlag.

³ Ich benütze zur genauen Bestimmung der Schnittlage solcher annähernd parallel der Verticalaxe geschnittener Quarze die im Konoskop in der 45°- und 90°-Stellung entstehenden Interferenzbilder.

⁴ Zeitschr. f. Kryst. 26. 1896. p. 182—187. Ich möchte bei dieser Gelegenheit bemerken, dass man bei der Messung des Winkels zwischen der optischen Axe des Quarzes und der Mikroskopaxe infolge der Totalreflexion ohne Anwendung von Immersion nur bis zu Winkeln von wenig über 40° gelangen kann, es sei denn, dass man über einen auch bei convergentem Licht benützbaren Universalapparat verfügt. Da das bei mir nicht der Fall war, so musste ich auch auf die Anwendung der schönen FEDOROW'schen Methode der Feldspathbestimmung verzichten. Ausserdem mache ich noch darauf aufmerksam, dass in meiner eben citirten Arbeit durch ein Versehen auf p. 180 unter α der wahre Winkel zwischen der optischen Axe des Quarzes und der Verticalen verstanden wird, während

zur Berechnung des Werthes der Lichtbrechung im Quarze. Der Winkel zwischen der Richtung der kleineren optischen Elasticität des Feldspathschnittes und der Schwingungsrichtung der ausserordentlichen Strahlen im Quarze beträgt 65° . γ' des Feldspathes wurde daher mit 1,5471 verglichen und kleiner als dieser Werth befunden. Alle diese Messungen ergeben übereinstimmend, dass es sich um einen basischen Oligoklas (dritte BECKE'sche Abtheilung) handelt. Zur Control dieser Beobachtungen suchte ich nach der MICHEL-LÉVY'schen Methode symmetrische Auslöschungsschiefen von Albitzwillingen in der Zone normal zu (010) zu messen. Ich fand dabei als Maximum 5° auf beiden Seiten der Zwillingsnaht, könnte aber ohne die Lichtbrechungsbestimmungen nicht behaupten, dass ich damit ziemlich dicht unter dem wahren Maximum bin, da die Zahl der Messungen gering war. Doch stimmt der erhaltene Werth gut mit dem Resultat der Lichtbrechungsbestimmungen überein¹.

Die Oligoklaskerne unserer Feldspäthe sind schon in der weniger gequetschten, normaleren Varietät des beschriebenen Gesteines in hohem Maasse von Neubildungen erfüllt, in der stärker beeinflussten aber fast ganz und gar von ihnen überwuchert und verdrängt. Unter diesen Neubildungen nehmen stark lichtbrechende, schwach doppelbrechende, wahrscheinlich zum Zoisit gehörende Nadeln und farblose schwach licht- und doppelbrechende, niemals gestreifte Körnchen, die jedenfalls grösstentheils zum Albit, vielleicht theilweise auch zum Quarz gehören, die erste Stelle ein. Neben ihnen erscheinen in den vollständig grau getrüben Oligoklasen zahllose kleine, wie Körnchen aussehende graue Durchschnitte, von denen ich nicht feststellen konnte, ob sie nur Querschnitte von Zoisitnadeln sind oder zu einem zweiten Mineral gehören. Kleine

sonst in der Arbeit und insbesondere auch auf den Tabellen α der Winkel zwischen der optischen Axe des Quarzes und der Schnittebene des Präparates, also das Complement des anderen Winkels ist.

¹ Nach Abschluss des Manuscriptes führte ich in einem neuen Schliff noch eine Anzahl von Messungen aus, von denen die eine 10° Auslöschungsschiefe symmetrisch zur Zwillingsnaht ergab. Das lässt auf einen dicht an der Grenze der sauren Andesine stehenden Oligoklas mit etwa 31% Anorthitsubstanz schliessen.

farblose Schüppchen, die sich in geringerer Menge finden, dürften z. Th. sicher zum Muscovit gehören, wofür auch die oft wahrnehmbaren hohen Interferenzfarben sprechen. Daneben könnten aber möglicherweise auch noch Kaolinblättchen vorhanden sein.

Der zweite, kaum in geringerer Menge als der Oligoklas auftretende Feldspath unseres Gesteines hat Lichtbrechungsindices, die nicht nur hinter dem ω des Quarzes, sondern auch dem α' der schon beschriebenen albitischen Randzone des Oligoklases erheblich zurückbleiben. Auch die Doppelbrechung ist geringer als die des Quarzes. Dabei ist dieser Feldspath meist ganz frisch und vollständig frei von den für den Oligoklas so charakteristischen Neubildungen. In einem Schnitt, der eine positive Bissectrix nicht ganz central austreten lässt, beträgt der Winkel der Axenebene mit der besseren Spaltbarkeit $4\frac{1}{2}$ — 5° , der Winkel der besseren mit einer zweiten wesentlich undeutlicheren Spaltbarkeit etwa 71 — 72° . Der Axenwinkel ist nicht mehr messbar, da nur die eine Hyperbel noch randlich im Gesichtsfeld liegt. Das alles sind Charaktere, wie sie annähernd nach (010) geführte Schnitte von Mikroklin oder etwas schräg zu (010) geführte Schnitte von Orthoklas aufweisen. Die schlechtere Spaltbarkeit gehört offenbar in die Kategorie der, soweit meine persönliche Erfahrung reicht, in den gesteinsbildenden Orthoklasen und Mikroklinen fast niemals fehlenden Murchisonit-Spaltbarkeiten. Da nun ein sehr grosser Theil der beobachteten Schnitte die typische Mikroklingitterung besitzt, und da auch Schnitte vorhanden sind, in denen ungegitterte und gegitterte Partien ganz unregelmässig vertheilt sind und ineinander übergehen, so will ich unseren Feldspath als Mikroklin bezeichnen. Ausser der Verzwilligung nach dem Albit- und Periklingesetz, welche die Gitterstruktur hervorbringt, beobachtete ich in einem Schnitt noch eine dritte, vermuthlich nach dem Carlsbader Gesetz. Die beiden Individuen durchdringen einander ganz unregelmässig, haben aber ihre Gitter parallel gestellt.

Fast alle, wenn nicht alle Schnitte des Mikroklin zeigen sich bei gekreuzten Nicols oder bei Anwendung des Becke'schen Verfahrens von dünnen, geradflächigen oder gebogenen

Lamellen eines stärker licht- und doppelbrechenden Minerals durchwachsen. An den Stellen, wo der Mikroklin an die Albitränder der Oligoklaskrystalle stösst, zeigt es sich, dass die Lichtbrechung der dem Mikroklin eingelagerten Lamellen ungefähr gleich der des randlichen Albites ist, so dass man bei Benützung der Irisblende oder bei schräger Beleuchtung im gewöhnlichen Licht oft die scheinbaren „Fasern“ des Mikroklin für unregelmässige Ausläufer der Albitränder zu halten geneigt ist. Erst die Anwendung der gekreuzten Nicols zeigt deutlich die verschiedene optische Orientirung. Schon durch diese Beobachtung wird bewiesen, dass auch die dem Mikroklin eingelagerten Lamellen dem Albite angehören. Ausserdem fand ich aber auch einen Mikroklin schnitt mit ziemlich breiten, polysynthetisch verzwilligten Albitlamellen, die im Sinne der Richtung der grösseren Elasticität des Mikroklin und ihrer eigenen Brachypinakoidfläche (010) verlängert zu beiden Seiten der Zwillingsnaht 14 bzw. 15⁰ Auslöschungsschiefe ergaben.

Auch sonst weisen die mir vorliegenden Mikroklin schnitte gewöhnlich eine gesetzmässige, parallele Anordnung der Albitlamellen auf, wie das ja in der Literatur oft genug beschrieben worden ist. Doch liegen mir einzelne Schnitte vor, in der die Anordnung der Lamellen scheinbar unregelmässig ist und es wahrscheinlich macht, dass die Verwachsung des Albites mit dem Mikroklin nicht primär ist. Zu diesen gehört der auf Taf. XII Fig. 1 abgebildete Schnitt¹, der sich wieder durch den wenig excentrischen Austritt der positiven Bissectrix als annähernd parallel zu (010) geführt erwies. In diesem Schnitt haben die Albitlamellen vollständig die Anordnung eines Bündels von Torsionssprüngen und sind auch offenbar nichts weiter als die Ausfüllung eines solchen. Sie folgen nicht etwa bestimmten krystallographisch definirbaren Flächen, sondern strahlen mehr oder weniger radial von dem Torsionscentrum aus. Jeder einzelne Sprung hat aber doch eine Neigung, auf

¹ Diesen und den zweiten auf Taf. XII Fig. 2 reproducirten Schliff habe ich zusammen mit meinem lieben Freunde, Herrn Dr. KARL RIVA, in seinem Privatlaboratorium, mit seinen Instrumenten und Apparaten photographirt. Ich danke ihm auch an dieser Stelle herzlich für seine Unterstützung.

kurze Strecken hin bestimmten krystallographischen Richtungen zu folgen, wie das bei einem mehrere gute Spaltbarkeiten besitzenden Mineral wie der Mikroklin auch nicht Wunder nehmen kann. Es ist demnach als sicher anzusehen, dass die Albitlamellen des Mikroklin in unserem speciellen Falle eine secundäre Spaltenausfüllung sind, die sich erst dann bilden konnte, als der Gebirgsdruck zu wirken und Spalten in dem Mikroklin zu öffnen begann. Da nun aber ein Zusammenhang zwischen den Albitlamellen und den Umwandlungsproducten des Oligoklases oder anderer Gemengtheile des Gesteines nicht nachweisbar ist, so halte ich es für möglich, dass unser Mikroklin ursprünglich als ein allerdings sehr natronarmer Anorthoklas krystallisirte und erst später durch den Gebirgsdruck in Mikroklin und Albit zerlegt wurde¹. Andererseits ist es aber auch nicht auszuschliessen, dass die Albitsubstanz aus dem Oligoklas stamme. Thatsächlich fand ich in einem Schlicke der gneissigen Varietät auch einmal einen ziemlich grossen, ganz frischen und zu beiden Seiten der Zwillingsnaht symmetrisch bei 10° auslöschenden Albitkrystall.

Von dem Quarze unserer Gesteine will ich nur hervorheben, dass er reich an den bekannten dünnen Nadeln der Granitquarze ist. Wo ich ihn zum Vergleiche mit der Lichtbrechung der Feldspäthe benützte, bestimmte ich stets im Konoskop zur Controle, dass es sich wirklich um ein einaxiges, optisch positives Mineral handelt. Schriftgranitische Verwachsung des Quarzes mit den Feldspäthen habe ich nur in einem einzigen Schnitt gefunden; ich beobachtete nämlich, dass der saure Rand eines Oligoklases von einem farblosen, doppelbrechenden und stärker lichtbrechenden Mineral durchwachsen war, das ich nur für Quarz halten kann.

Der Biotit unserer Gesteine ist annähernd einaxig, negativ, geht von hellem bräunlichgelb bis zu tief röthlichbraun und scheidet bei der Zersetzung zu Chlorit die bekannten feinen, gewöhnlich dem Rutil zugeschriebenen Nadelchen in nicht sehr erheblicher Menge, sowie kleine nicht näher

¹ Auch LEHMANN, B. KÜHN und BECKE fassen die Verwachsung von Albit mit Kalifeldspath als nicht primär auf. Man vergl. z. B. TSCHERM. Mittheil. 13. 1893. p. 397 und dies. Jahrb. 1891. Beil.-Bd. 7. p. 340.

bestimmbare Körnchen (Epidot?) aus. Die ersteren sind gewöhnlich in drei einander anscheinend genau unter 60° schneidenden Systemen angeordnet. Dabei ist es völlig ausgeschlossen, dass diese Anordnung auf Verzwilligung nach einem der beiden bekannten Zwillingsgesetze des Rutil's beruht, da die Nadeln oft frei, ohne einander zu berühren in das Muttermineral eingebettet sind. Der aus dem Biotit hervorgegangene Chlorit erwies sich in fünf Fällen, in denen ich seinen optischen Charakter feststellen konnte, als negativ, was indessen wohl nur Zufall ist. Er scheint nicht ganz einaxig zu sein, ist im gewöhnlichen Licht deutlich grün gefärbt und zeigt bei gekreuzten Nicols die bekannte blaue Interferenzfarbe des Pennins. In den von mir untersuchten Stücken der stark gepressten, gneissigen Varietät fand ich ausser den beschriebenen Zersetzungsproducten des Biotits auch noch eine röthlichgelbe bis rothbraune, in dünnen Blättchen oft blutrothe Substanz, die alle Spalten des Gesteines erfüllt und häufig noch in directem Zusammenhang mit dem Biotit steht. Sie ist in dickeren Schichten opak und zeigt im auffallenden Licht fast stets prachtvolle, bunte Metallreflexe, ähnlich wie die mitunter schön iridescirenden Hämatitkrystalle der Insel Elba. Im entblössten Schriff löst sich diese Substanz ziemlich leicht in heisser Salzsäure auf. Von dem gewöhnlichen Magneten wird sie nicht angezogen. Sie gehört zweifellos zum Eisenglanz. Nicht selten findet man sie in den Schliffen zusammen mit einer gelben oder gelbbraunen, oft schwer abzutrennenden Substanz, die durch Verwitterung aus dem Eisenglanz entsteht, sich gegen Salzsäure und den Magneten ebenso verhält wie dieser und offenbar zum Limonit gehört.

Die Thatsache, dass ich diese Umwandlung des Biotits in Chlorit, Rutil und Eisenglanz nur in der stark gequetschten gneissigen Abart unseres Adamellites, nicht aber in seiner normalen Form beobachtete, würde die Vermuthung nahe legen, dass die Ausscheidung des Eisenglanzes von der Dynamometamorphose des Gesteines bedingt sei. Doch reicht mein Material nicht zur Entscheidung dieser Frage aus; und Vorsicht ist um so mehr geboten, als in den beiden mir aus der Literatur bekannten Fällen, in denen die Umwandlung

von Biotit in Eisenglanz, bezw. wenigstens die Ausscheidung von Eisenglanz in sich zersetzendem Biotit beschrieben wurde, diese Erscheinung nicht auf Druck beruhen soll¹.

Der Muscovit tritt ausser in den kleinen schon erwähnten und zweifellos secundären Schuppen auch in grösseren Blättern auf, in denen ich den charakteristischen grossen Axenwinkel beobachtete und auch den negativen Charakter der kräftigen Doppelbrechung feststellte. Er ist stellenweise mit dem Biotit in der bekannten Weise mit parallelen Basisflächen verwachsen und ist in den grossen Blättern offenbar kein Zersetzungsproduct der Feldspäthe, sondern ein primärer Gemengtheil unseres Adamellites. Thatsächlich ist er denn auch, ebenso wie der Biotit, stark mechanisch deformirt.

Ausser den angeführten Mineralien fand ich als primären accessorischen Gemengtheil in beiden Gesteinsvarietäten Zirkon in kleinen scharfen, äusserst stark licht- und doppelbrechenden Kryställchen, die mitunter in mehrere Stücke zerbrochen und, wo sie von Biotit umschlossen werden, von den bekannten dunklen Höfen umgeben sind. Schwarze primäre Eisenerzkörnchen vom Habitus des Magnetits finden sich in allen Gesteinsvarietäten in sehr kleinen Mengen. In der gneissigen Varietät beobachtete ich ausserdem noch Apatit (?) in vereinzelt Nadeln, Granat und Turmalin. Zu dem Granat rechne ich stark lichtbrechende, oft sechseckige Durchschnitte eines farblosen, gewöhnlich grau getrübbten, optisch isotropen Minerals, das weder von concentrirter heisser Salzsäure angegriffen wird, noch beim Glühen seine Farbe ändert. Es findet sich mit Vorliebe in den aus Oligoklas hervorgegangenen Theilen der Quetschzonen und dürfte trotz seiner scharfen Kry-

¹ O. HERRMANN (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1892. p. 341—343) beschreibt die Umwandlung des Biotits im Biotitgranit von Schluckenau. Der Biotit geht erst in rothen Eisenrahm, dann in Limonit über. Er hebt ausdrücklich hervor, dass die Erscheinung zwar in einem dynamisch deformirten Gebiet beobachtet worden sei, aber nicht von der Dynamometamorphose abhängt. Die Gründe zu dieser Annahme sind 1. dass der Eisenglanz auch dort vorhanden sei, wo das Gestein fast gar keine Deformation aufweist, 2. dass er ihn innerhalb des ganzen sicher dynamisch deformirten Gebietes nur an zwei Punkten beobachtet habe. — HOLLRUNG (TSCHERM. Mittheil. 5. p. 304—330) beschreibt rothen Eisenoocker als gemeinsames Verwitterungsproduct von Biotit.

stallform secundär bei der Umwandlung des Oligoklases entstanden sein. Die Beobachtung, dass dieser Granat selbst beim Glühen des Schliffes im Gegensatz zu den später zu beschreibenden Granaten der Gneisse vollständig farblos bleibt, legen ebenso wie seine Genesis die Vermuthung nahe, dass es sich um Kalkthongranat handelt. Diese Bildung von Granat aus gequetschten Plagioklasen scheint übrigens öfter vorzukommen. Auch FUTTERER ist bei dem Granat des Granitporphyrs der Griesscharte (dies. Jahrb. Beil.-Bd. 9. p. 521) im Zweifel, ob er nicht ein Product der Dynamometamorphose sei. Der Turmalin findet sich nur in ganz localen Anhäufungen, in diesen aber sehr reichlich. Er ist optisch einaxig, negativ und durch seinen lebhaften Pleochroismus leicht zu erkennen. Die Krystalle sind meistens gelbbraun gefärbt (E ganz hellgelb, O röthlichbraun). Doch beobachtet man, ohne dass eine eigentliche Zonarstructur erkennbar wäre, in einzelnen Flecken grünliche oder schwach bläulichgrünliche bezw. schwach violettbraune Nüancen.

Zum Schluss muss ich noch hervorheben, dass ich in der normaleren Varietät des Gesteines als secundären Gemengtheil ziemlich grosse Krystalle eines farblosen, oft verzwilligten, stark lichtbrechenden Mineralen fand, dessen Interferenzfarben in den Schliffen¹ bis zum Roth der ersten Ordnung gehen, das aber häufig die eigenthümliche hellblaue Farbe zeigt, die für Zoisit so charakteristisch ist. Zonarstructur kommt mitunter vor, und es sind dann die äusseren Zonen schwächer doppelbrechend als der Kern. Das Mineral ist zweiachsig und oft von scharfen Spaltrissen durchzogen. Ich fand es als Kluftausfüllung, aber auch in isolirten Krystallen mitten unter den anderen Gemengtheilen des Gesteines. Leider sind die Individuen gewöhnlich ziemlich äquidimensional entwickelt, so dass sich auch über die Lage der Axenebene keine verwerthbaren Bestimmungen machen liessen. Man sieht, dass diese Daten nicht zur Bestimmung des Mineralen ausreichen; doch dürfte es sich sehr wahrscheinlich um einen jener relativ

¹ Vertical geschnittener Quarz zeigt lebhaftes Gelb der ersten Ordnung; der Schliff ist also 0,04 mm dick und die Differenz der Brechungsexponenten unseres Mineralen gleich ungefähr 0,013.

stark doppelbrechenden Zoisite handeln, die nach neueren Untersuchungen ja gar nicht selten zu sein scheinen und früher auf Grund ihrer kräftigeren Doppelbrechung meistens mit Epidot verwechselt wurden. Diese Vermuthung steht im besten Einklang mit der Thatsache, dass zoisitähnliche Krystalle, ja, wie schon angeführt, auch das wesentlichste Umwandlungsproduct des Oligoklases sind. Eine Verwechse- lung wäre nur mit Klinozoisit möglich, der, wie wir sehen werden, in dem benachbarten Hornblendediorit des Mortirolo-Thales ein wesentliches Umwandlungsproduct des Plagioklases ist. So viel über den Mineralbestand unseres Adamellites.

Was die Krystallisationsfolge der Gemengtheile betrifft, so sind in ganz normaler Weise nach den in sehr kleinen Quantitäten auftretenden accessorischen Gemengtheilen der zwar auch accessorische, aber der Menge nach viel wich- tigere Muscovit und der wesentliche Biotit auskrystallisirt. Dann folgt der Oligoklas, der sowohl dem Quarz wie dem Mikroklin gegenüber vollständig idiomorph ist. Der albitische Rand begann seine Krystallisation im directen Anschluss an den basischeren Kern. Ehe er aber noch fertig auskrystallisirt war, begann die Ausscheidung des Mikroklin, die ihrerseits noch bis weit in die Krystallisationszeit des jüngsten Gemeng- theiles, des Quarzes hineinreichte, wenn nicht eben so lange dauerte wie diese. Andererseits ist es aber sicher, dass der Quarz erst etwas später als der Mikroklin, nämlich nach vollendeter Ausscheidung der Albitränder zu krystallisiren begann. Das nachstehende Schema giebt diese Verhältnisse wieder.



Die Wirkungen des Gebirgsdruckes äussern sich bei den verschiedenen Mineralien in sehr verschiedener Weise. Der Quarz, der weder im Stande ist, einen Theil der mecha- nischen Arbeit in chemische umzuwandeln, noch gute Spalt- oder Gleitflächen besitzt, und ausserdem von allen bekannten

Kieselsäuremodifikationen¹ die dichteste ist, weist hier wie in den später zu beschreibenden Gesteinen die stärksten mechanischen Deformationen auf. In der normaleren Varietät des Adamellites sind seine ursprünglichen grossen Individuen meist noch deutlich zu erkennen, obwohl sie fast alle bereits von Triturationszonen durchzogen sind oder durch randliche Zertrümmerung eine schöne Mörtelstructur erhalten haben. Die nicht zerbrochenen Fragmente aber besitzen undulöse Auslöschung und zeigen nicht selten die charakteristische feine Streifung, die so oft in gepressten Gesteinen am Quarz beobachtet wurde. Durch Druck hervorgerufene Zweiachsigkeit, wie sie FUTTERER² beobachtete, habe ich weder in diesem noch in den später zu beschreibenden Gesteinen constatiren können.

In der gneissigen Abart ist der Quarz vollständig in ein feines Aggregat authiklastischer³ Körnchen zerbrochen, die in ihrer Orientirung anscheinend von einander ganz unabhängig mit zackigen Grenzen ineinander eingreifen.

Die Mikroklinkrystalle sind von allen wesentlichen Gemengtheilen am besten erhalten; doch werden auch sie sehr häufig von Quetschzonen in allen möglichen Richtungen durchzogen, so dass es mitunter bis zur Herausbildung einer Mörtelstructur kommt. Vollständige Zertrümmerung der Individuen ist dagegen selbst in der gneissigen Varietät sehr selten. Ob die bessere Erhaltung des Mikroklins nur von dem Besitze mehrerer guter Spaltbarkeiten abhängt, die eine Auslösung des Druckes durch Verschiebung längs krystallographisch bestimmter Richtungen ermöglichen, das ist fraglich. Es wäre, wie schon ausgeführt, nicht unmöglich, dass unser Mineral ursprünglich als Anorthoklas krystallisirte und durch den Gebirgsdruck in Mikroklin und Albit zerlegt wurde. In diesem

¹ Einschliesslich Quarzin, Lutécit, Lussatit, Chalcedon, Christobalit, Granulin, Asmanit und den künstlichen regulären Krystallen v. CHRUSCHOFF'S.

² Die Ganggranite von Grosssachsen u. s. w. Mitth. d. bad. geol. Landesanst. 2. p. 20 u. 34.

³ So schlage ich vor, in Anlehnung an die gut eingebürgerten Ausdrücke „authigen“ und „allothigen“, an der ursprünglichen Lagerstätte zerbrochene und noch nicht weitertransportirte Mineralfragmente im Gegensatze zu „allothiklastischen“ zu nennen.

Falle würde also gleichfalls ein Theil der mechanischen Arbeit in chemische übergeführt worden sein. Obwohl die Mikroklinkrystalle in der gneissigen Gesteinsvarietät oft die einzigen grösseren noch erhaltenen Individuen inmitten der aus Quarz und Plagioklas entstandenen feinkörnigen Aggregate sind, habe ich doch niemals die oft in dynamometamorphen Gesteinen beobachteten¹ sogenannten „todten Räume“ auffinden können. Vielleicht hängt das mit der ursprünglichen Structur des Gesteines zusammen. An den Glimmern, und zwar sowohl an dem Biotit wie an den grossen jedenfalls primären Muscovitblättern sind mechanische Deformationen in Gestalt von Biegungen, Stauchungen und selbst Zerreissungen überall erkennbar. Ob die Ausscheidung des Eisenglanzes aus dem Biotit auch von dem Drucke bedingt ist oder auf gemeiner Verwitterung beruht, liess sich nicht entscheiden.

Der Oligoklas ist unter den wesentlichen Gemengtheilen des Gesteines nach dem Quarze derjenige, der die stärksten mechanischen und chemischen Umformungen aufweist. Ganz abgesehen davon, dass Biegung und Zerbrechung der Zwillinglamellen mitunter erkennbar sind, ist er schon in der normaleren Varietät des Eruptivgesteines, in ganz besonders starkem Maasse aber in der gneissigen Abart von den beschriebenen Neubildungen erfüllt, deren Ausscheidung jedenfalls zum grössten Theile, wenn nicht ganz und gar eine Wirkung des Druckes ist. Ausserdem sind seine in der normaleren Varietät noch deutlich idiomorphen Krystalle in der gneissigen Varietät meist vollständig in unregelmässig begrenzte Aggregate kleiner Körnchen aufgelöst.

Zum Schluss will ich noch einige Daten über die Korngrösse der untersuchten Gesteine geben, da sie gleichfalls eine Vorstellung von der Wirkung des Druckes geben.

Die Mikroklin-, Quarz- und Oligoklaskörner der normaleren Varietät erreichen Durchmesser von 5 mm, sind aber meist etwas kleiner und schwanken gewöhnlich etwa zwischen 2 und 4 mm Durchmesser. Die Biotit- und Muscovitblätter

¹ Vergl. z. B. MILCH, Die Diabasschiefer des Taunus. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1889. p. 19 des Sonderabdruckes; FUTTERER l. c. p. 38 u. Taf. III Fig. 1 u. dies. Jahrb. Beil.-Bd. 9. p. 515. Auch RENARD beschrieb eine ähnliche Erscheinung in Ardennenphylliten.

scheinen dagegen 2 mm nicht zu überschreiten. Sind nun aber schon in der normaleren Varietät die Quarzindividuen von Trümmerzonen durchzogen und theilweise in kleine Körner aufgelöst, so findet man in der gneissigen Varietät nur selten noch Individuen von 0,2 mm Durchmesser. Gewöhnlich schwanken sie von 0,10—0,15 mm. Die Oligoklaskrystalle sind mitunter noch vollständig oder theilweise erhalten. Sehr häufig aber sind sie in Aggregate von Zoisit, Albit (und Quarz?) aufgelöst, in denen der Durchmesser der Körnchen selten grösser als 0,1 mm ist, gewöhnlich aber nur 0,01 und weniger erreicht. Man sieht also, dass durch die Quetschung aus einem ziemlich gleichmässig grobkörnigen Mikroklin-Oligoklas-Adamellit ein feinkörniger Albit-Zoisitgneiss mit porphyrischen Mikroklin-Augen hervorgeht¹.

II. (Pyroxenführender) Hornblendediorit.

Dies schöne, schwarz und weiss gefleckte, ziemlich grobkörnige Gestein steht im Mortirolo-Thale etwas thalaufrwärts über dem beschriebenen Adamellit in nicht unbeträchtlichen Massen an. Ob die beiden Eruptivgesteine vielleicht zusammenhängen und nur einer Intrusion angehören, oder ob sie vollständig geschieden sind, habe ich bisher nicht feststellen können. — Der Diorit zeigt in der mir zugänglichen, am wenigsten gequetschten Varietät makroskopisch keine Spur von Flaserstructur, ist aber, wie sich sowohl geologisch wie mikroskopisch nachweisen lässt, durch Übergänge mit anscheinenden „Klinozoisit-Feldspathamphiboliten“ verbunden, bei denen es nicht nur im Handstücke und in vereinzelt Aufschlüssen, sondern auch mikroskopisch sehr schwer, wenn nicht unmöglich sein würde, ihren dynamometamorphen Ursprung nachzuweisen. Denn die mechanischen Deformationen treten in diesen Gesteinen gegen-

¹ So wünschenswerth es bei diesem und dem gleich zu beschreibenden Diorit gewesen wäre, die chemische Zusammensetzung des normalen und des gequetschten Gesteines kennen zu lernen und zu vergleichen, so musste ich doch leider darauf verzichten, weil meine Stücke zu klein sind, als dass man hoffen könnte, die normale Zusammensetzung zu erhalten.

über den chemischen Umwandlungen fast ganz in den Hintergrund.

Ich beschreibe zunächst die am wenigsten metamorphosirte Varietät. Sie enthält als wesentliche Gemengtheile ausser dem Feldspath, einem basischen Andesin, nicht weniger als drei verschiedene Hornblenden, von denen ich indessen nur eine für primär halte. Eine zweite ist jedenfalls das Umwandlungsproduct eines ganz verschwundenen, aber ursprünglich in nicht ganz unbeträchtlicher Menge vorhandenen Pyroxens. Als accessorische Gemengtheile gesellen sich dazu wenig Biotit, Apatit und Ilmenit¹.

Der Feldspath unseres Gesteines besitzt keine Zonarstruktur. Er ist fast stets nach dem Albitgesetz und nicht selten gleichzeitig nach diesem und entweder dem Periklin- oder dem Carlsbader Gesetz verzwillingt. Dabei ist er gern parallel der (010) Fläche tafelförmig ausgedehnt und zeigt demnach in vielen Durchschnitten Leistenform. Er ist noch hinreichend erhalten, um eine Bestimmung innerhalb gewisser Grenzen vornehmen zu können. Ich maass in ungefähr symmetrisch auslöschenden Lamellen die folgenden Auslöschungsschiefen: 20/27, ungefähr 10/10, 21/24, 21/19½, 9½/10, 20/30, 21½/25, 16/21½, 0/4, 9/10, 13½/14. Unter diesen Lamellen waren das erste Paar mit dem zweiten und das vierte mit dem fünften nach dem Carlsbader Gesetz zu einem Doppelzwilling verbunden. Ferner enthielt der Krystall des in der Reihe als viertletzten aufgeführten Lamellenpaares noch eine dritte nach dem Carlsbader Gesetz mit dem bei 21½° auslöschenden Individuum verbundene, bei 6½° in demselben Sinne auslöschende Lamelle. Am Rande des Schliffes fand ich mehrmals α' des Plagioklases grösser als den Brechungsindex des Balsams, nur ein einziges Mal ebenso gross wie diesen. Die Ergebnisse dieser verschiedenen Bestimmungen unterscheiden sich sehr wenig. Nehmen wir als Maximum der gemessenen symmetrischen Auslöschungsschiefen 23° an, so würde das, immer vorausgesetzt, dass wir das wahre Maximum beobachtet hätten, auf einen basischen Andesin mit

¹ Titanit wurde in den gequetschten Varietäten in kleiner Menge gefunden und fehlte in den Schliffen des normaleren Gesteines wohl nur zufällig.

ungefähr 45 Molecularprocenten Anorthitsubstanz deuten¹. Die beobachtete Maximaldifferenz zwischen den Auslöschungsschiefen von symmetrisch auslöschenden Carlsbader und Albit-Lamellen ist $13\frac{1}{2}$ und lässt auf denselben Andesin mit 45⁰/₀ Anorthitsubstanz schliessen. Die Vergleichung der Doppelzwillinge mit den MICHEL-LÉVY'schen Diagrammen² ergibt eine zwischen dem sauren Andesin Ab_5An_3 und dem Anfangsglied des Labradorit Ab_1An_1 stehende, aber der letzteren nähere Mischung, was sehr gut mit den angeführten Resultaten stimmt. Nur die Vergleichung der Lichtbrechung, die allerdings, sobald sie sich auf den Canadabalsam stützt, nie ganz zuverlässig ist, würde auf einen etwas geringeren Anorthitgehalt deuten. Denn selbst wenn der Balsam seinen maximalen Brechungsquotienten von 1,549 hätte, würde die Bestimmung $\alpha' = 1,549$ auf einen höchstens 40⁰/₀ Anorthitsubstanz enthaltenden sauren Andesin verweisen. Dennoch glaube ich nicht fehl zu gehen, wenn ich mich mehr auf die gut übereinstimmenden Resultate der drei anderen Methoden stütze und unseren Plagioklas als basischen Andesin bezeichne.

Die erste der drei Hornblenden unseres Gesteines tritt in grossen, compacten Individuen von brauner Farbe auf. Das Absorptionsschema ist $c > b > a$. Der Pleochroismus ist lebhaft. $c =$ leicht röthliches intensives Braun, $b =$ helleres Gelblichbraun, $a =$ ganz schwach bräunliches Hellgelb. In einem, wie das Interferenzbild im Konoskop erwies, genau nach (010) geführten Schliff bestimmte ich die Auslöschungsschiefe $c \ c$ im Mittel mehrerer Messungen zu $18^{\circ}52'$ und glaube nicht, dass die Fehlergrenze wesentlich mehr als einen halben Grad beträgt. Verzwillingung nach (100) ist sehr häufig. Diese braune Hornblende enthält zu Reihen angeordnete eigenthümliche Blättchen eines anderen Mineralen, das nur, wo es sehr dünn ist, mit brauner Farbe durchsichtig wird und dann auch vielleicht eine ganz geringe Spur von Pleochroismus besitzt. Die Blättchen haben mitunter einen äusserst schwachen Stich ins Röthliche. Andere optische Charaktere konnte ich nicht feststellen. Ihrer Farbe und ihrem ganzen Habitus nach erinnern sie sehr an die bekannten

¹ Vergl. MICHEL-LÉVY, Étude sur la détermination u. s. w. p. 34.

² l. c. Taf. I—VII.

blattförmigen Interpositionen des Hypersthens von der Paulsinsel, die wahrscheinlich zum Titaneisenglimmer gehören. Ich behandelte einen Schliff längere Zeit mit heisser concentrirter Salzsäure, konnte aber keine Abnahme der Zahl unserer Blättchen wahrnehmen. Ich will sie daher im Folgenden mit Vorbehalt als Titaneisenglimmer anführen. Ausser diesen unzweifelhaft primären blattförmigen Einschlüssen enthält unsere Hornblende auch noch eigenthümliche Schnüre von schwarzen Körnchen, die vollständig opak sind, im auffallenden Lichte schwarze Metallreflexe geben und bei der Behandlung eines Schliffes mit heisser concentrirter Salzsäure gar nicht oder doch nur sehr schwer und langsam angegriffen werden. Diese Körner kommen auch isolirt im Gestein vor, erreichen mitunter etwas grössere Dimensionen und sind nicht selten von deutlichen Leukoxenrändern umgeben. Es kann daher kein Zweifel darüber bestehen, dass sie zum Ilmenit gehören. Bemerkenswerth ist nun aber, dass die Schnüre die Hornblendeindividuen ganz unregelmässig durchziehen und viel eher den Eindruck einer secundären, wohl durch Druck erzeugten Bildung als primärer Einschlüsse erwecken. Wir werden später sehen, dass auch noch andere Gründe für diese Auffassung sprechen. Auffällig ist nur die grosse Menge dieses compacten Ilmenits, die einen ungewöhnlich hohen Titangehalt der Hornblende vermuthen lässt, und sein Zusammenvorkommen mit den wahrscheinlich gleichfalls zum Ilmenit gehörenden, aber zweifellos primären braunen Blättchen. Die randliche Leukoxenbildung beruht sicherlich auf gemeiner Verwitterung.

Die zweite, in wesentlich geringerer, aber immerhin nicht ganz unbeträchtlicher Menge auftretende Hornblende ist so hell gefärbt, dass ich in meinen ziemlich dicken Schliffen eigentlich nur die nach *c* schwingenden Strahlen als gefärbt, und zwar als ganz hell, kaum wahrnehmbar grünlich bezeichnen kann. *a* und *b* sind farblos. Diese Hornblende ist nicht compact, sondern in der oft in der Literatur beschriebenen Weise „schilfig“ struirt; d. h. zahllose feine, meist nur mit der Verticalaxe ungefähr parallel gestellte, aber sonst abweichend orientirte Fasern und Prismen bilden grössere, offenbar ursprünglich einheitliche Krystalle. Es gelang mir nicht, die Auslöschungs-

schiefe dieser Hornblende auf (010) zu messen, da sich die einzelnen Fasern innerhalb der Dicke des Schliffes meist noch etwas überdecken und da auch ihre Breite meist zu gering für konoskopische Untersuchung ist. Doch ist die Auslöschung oft entschieden schief und infolgedessen an dem monoklinen Charakter nicht zu zweifeln. Diese schilfige Hornblende enthält gleichfalls braune, äusserst dünne Schuppen von Titan-eisenglimmer, aber in viel geringerer Zahl und wesentlich geringerer Grösse. Eine reihenförmige oder sonst gesetzmässige Anordnung der Blättchen habe ich nicht feststellen können. Auch diese Hornblende lässt, wo die Kryställchen etwas breiter werden, gar nicht selten Verzwilligung nach (100) wahrnehmen. Die schwarzen Schnüre und Anhäufungen von compactem Ilmenit, wie sie die braune Hornblende mit grosser Regelmässigkeit aufweist, sind der schilfigen Hornblende vollständig fremd. Nicht selten findet man grössere Scheinindividuen der schilfigen Hornblende als Einschluss in der braunen Hornblende, und es hat dann oft den Anschein, als ob diese Umschliessung keine ganz zufällige wäre, sondern als ob dieselbe Substanz zuerst in der Form der uns jetzt als schilfige Hornblende erhaltenen Krystalle, dann aber, offenbar infolge einer Änderung der physikalischen Verhältnisse des Magmas, als braune Hornblende weiterkrystallisiert wäre¹. Nach all' dem, was über das Auftreten der schilfigen Hornblende in der Literatur angegeben wird, kann kein Zweifel darüber bestehen, dass sie auch in unserem Falle als ein Umwandlungsproduct eines präexistirenden Pyroxens anzusehen ist. Und zwar dürfte die Umwandlung nicht durch Resorption, sondern durch moleculare Umlagerung im starren Zustande von Statten gegangen sein. Die Ursache der Umlagerung war aber, wie auch durch weiterhin anzuführende Thatsachen erwiesen wird, die Gesteinspressung, also ein wesentlich erhöhter Druck. Wir haben also auch hier ein Beispiel für die erst vor Kurzem von BECKE² in klarer und

¹ Leider gelang es mir nicht festzustellen, ob eine Beziehung zwischen der Orientirung der braunen und der schilfigen Hornblende existirt.

² Gesteine der Columbretes. TSCHERMAK's Mitth. 16. p. 327—335. Man vergleiche auch die bei BECKE citirten neueren Arbeiten von ESCH und H. S. WASHINGTON.

übersichtlicher Weise dargestellten und begründeten gegenseitigen Transformationen von Amphibol und Pyroxen. Im ersten Krystallisationsstadium bildet sich, offenbar bei hoher Temperatur und beträchtlichem Druck des Magmas, ein nicht mehr näher bestimmbarer Pyroxen. Die Temperatur erniedrigt sich allmählich bei gleichbleibendem Druck, und es beginnt nun die Ausscheidung der braunen Hornblende, die gern um die Pyroxenkrystalle herumwächst, aber freilich wesentlich grössere Eisenmengen aus dem Magma erhält als der Pyroxen. Diese Auffassung wird gleichzeitig bestätigt und erklärt durch die später ausführlich beschriebene Thatsache, dass die braune Hornblende erst nach der Verfestigung des Plagioklases krystallisirte, während der Pyroxen mit diesem entweder gleichzeitig entstand oder sogar noch etwas älter ist. Erst lange nach der vollendeten Verfestigung des ganzen Gesteines begannen die Gebirgsbewegungen, die fast alle Gesteine des Mortirolo-Thales so lebhaft dynamisch deformirten. Die durch sie hervorgerufene wesentliche Erhöhung des Druckes bewirkte nicht nur die secundäre dynamometamorphe Umwandlung des Pyroxens in schilfige Hornblende, sondern auch, wenigstens theilweise, wenn nicht ganz und gar, die Entstehung der dritten gleich zu beschreibenden bläulichgrünen, compacten Hornblende. Diese bildet nur ganz ausnahmsweise einheitliche grössere Krystalle. Ihre Farbe ist nicht unwesentlich intensiver als die der schilfigen Hornblende. Ihr Absorptionsschema ist wie das der braunen Hornblende $c > b > a$. Bei der Dicke meiner Schiffe sind die nach c schwingenden Strahlen ganz leicht bläulich hellgrün gefärbt. Die nach b schwingenden sind sehr hellgelblich grün, die nach a schwingenden noch heller, ja oft kaum noch wahrnehmbar gelblichgrün. Es gelang mir bei dieser Hornblende leider gleichfalls nicht, hinreichend genau nach (010) geführte Schnitte zu finden, obwohl ich mit Hilfe eines in den Mikroskoptubus oben eingehängten sehr kleinen Diaphragmas noch äusserst kleine Krystalle mit Erfolg der konoskopischen Untersuchung unterwerfen konnte. In einem ungefähr horizontal geführten Schnitt beobachtete ich den randlichen Austritt einer optischen Axe. Auch diese Hornblende ist sehr häufig nach (100) verzwilligt. Ihr Verhältniss zu den beiden anderen Hornblenden ist sehr

eigenthümlich. Sie bildet grüne Ränder um die braune Hornblende, verdrängt die von dieser eingeschlossenen Plagioklasleisten und besitzt in dem einen wie in dem anderen Falle dieselbe krystallographische Orientirung wie die braune Hornblende. Messbare Verschiedenheiten in der Auslöschungsschiefe habe ich wenigstens niemals finden können. Ausserdem aber findet sie sich in den gequetschten Gesteinsvarietäten zusammen mit den später zu beschreibenden, durch die Dynamometamorphose aus dem Andesin hervorgegangenen feinkörnigen Mineralaggregaten und nimmt dann mit diesen an der Erzeugung der ausgesprochenen, erst durch den Druck erzeugten Flaserstructur Theil. Sie kann also kein Product der gemeinen Verwitterung sein, sondern ist gleichfalls durch die Druckmetamorphose, und zwar wahrscheinlich aus der in schwarzen Ilmenit und grüne compacte Hornblende zerfallenden braunen Hornblende entstanden. Ganz anders ist aber ihr Verhältniss zu der schilfigen Hornblende. Zwar bildet sie oft genug auch rings um diese krystallographisch ähnlich, aber nicht genau gleich orientirte Ränder; ausserdem aber dringt sie ganz unregelmässig mitten in ihre grossen Scheinindividuen ein und sucht diese zweifellos allmählich ganz zu ersetzen. Eine Meinungsverschiedenheit kann nur darüber bestehen, ob diese Umwandlung der schilfigen in compacte grüne Hornblende auch von dem Druck hervorgerufen wird oder auf gemeiner Verwitterung beruht. Im ersteren Falle müsste man zu der mir nicht sehr wahrscheinlichen Annahme greifen, dass der Druck erst den Pyroxen in schilfige Hornblende und dann diese in compacte grüne Hornblende umgewandelt hätte. Im zweiten Falle kommt man zu dem Schluss, dass einerseits der Druck, andererseits gemeine Verwitterung ganz dasselbe Product erzeugt hätten. Denn ich bemerke ausdrücklich, dass ich die aus der schilfigen Hornblende hervorgehende bläulich-grüne Hornblende in keiner Weise von der die braune Hornblende umsäumenden unterscheiden kann. Eine dritte theoretisch mögliche Auffassung, nämlich die, dass die in Säumen um die braune Hornblende auftretende compacte grüne Hornblende auch von der schilfigen Hornblende abstamme, ist aus später noch anzugebenden Gründen wohl ausgeschlossen. Von der compacten grünen Hornblende habe ich nur noch an-

zuföhren, dass sie die charakteristischen braunen Titaneisenglimmerschuppen nur dort enthält, wo sie die schilfige Hornblende pseudomorph ersetzt. Auch die schwarzen compacten Ilmenit-Körner und -Schnüre sind ihr fremd.

Der Biotit ist nur in kleiner Menge vertreten und meist schon randlich oder ganz und gar umgewandelt. Wo er aber noch erhalten ist, da ist er unter Ausscheidung dichter Gewebe von sich unter 60° schneidenden Rutilnadelchen so entfärbt, dass der Farbenwechsel von ganz hellgelb nur bis zu einem leicht röthlichen bräunlichgelb geht. Doch konnte ich in diesen Blättern im Konoskop noch constatiren, dass sie annähernd einaxig und negativ sind. Schliesslich geht aus dem Biotit ein optisch positiver Chlorit hervor, der niemals die blaue Interferenzfarbe des Pennins zeigt.

Apatit tritt nur accessorisch, aber doch in nicht ganz geringer Menge auf. Er bildet einzelne, ziemlich grosse, meist unregelmässig begrenzte Körner, die aber fast stets in der Richtung der Verticalaxe etwas verlängert sind. Die lebhaftere Lichtbrechung, die schwache Doppelbrechung und die im auffallenden Lichte eigenthümlich glasartig glänzende Oberfläche der Krystalle sind sehr charakteristisch. Ein scharf sechsseitiger Querschnitt gab ein infolge der geringen Doppelbrechung ziemlich verschwommenes Interferenzbild der einaxigen Krystalle mit negativem Charakter. Auch in den Längsschnitten entspricht die Längsrichtung stets der Richtung der grössten Elasticität. In dem entblösten Schilfe lösten sich die Krystalle in warmer, verdünnter Salzsäure sehr leicht auf.

Über den Ilmenit wurde bereits im Anschluss an die braune und die schilfige Hornblende ausführlich berichtet.

Die Krystallisationsfolge der Gemengtheile ist bei den kräftigen Deformationen, die das Gestein erlitten hat, nicht mehr in allen Einzelheiten festzustellen. Die ältesten Gemengtheile sind der Apatit, die braunen Ilmenitschuppen und vielleicht auch ein Theil des schwarzen compacten Ilmenites. Nach ihnen krystallisirten der Andesin und der Pyroxen. Welcher von diesen beiden Gemengtheilen der ältere ist, bezw. ob sie beide genau gleichalterig sind, das konnte ich nicht bestimmen. Doch sah ich einige Male die Plagioklas-

lamellen an den Pyroxengrenzen schräg abschneiden, was ein grösseres Alter des Pyroxens wahrscheinlich macht. Die braune Hornblende ist sicher jünger als der Andesin und der Pyroxen. Denn sie umschliesst sehr häufig alle beide, besitzt fast niemals eigene Formen und füllt die Zwischenräume der älteren Gemengtheile aus. Da indessen die Andesintafeln nicht die eigenthümlich divergentstrahlige Anordnung der Diabase besitzen, so erhält man bei flüchtiger Betrachtung nicht den Eindruck einer typischen ophitischen Structur. Dennoch kann es aber nicht zweifelhaft sein, dass wir auch hier das Wesentliche der ophitischen oder diabasisch-körnigen Structur, nämlich das jüngere Alter des gefärbten Gemengtheils haben. Ich möchte deshalb auch das Gestein als einen diabasisch-körnigen Diorit bezeichnen.

Der letzte primäre Gemengtheil unseres Gesteines, der Biotit, scheint ungefähr dasselbe Alter wie die braune Hornblende zu haben.

Als secundäre Gemengtheile treten ausser den schon erwähnten Mineralien auch noch viel Klinozoisit(?) und wenig Muscovit auf. Sie entstehen beide aus dem Andesin. Der Muscovit findet sich in kleinen Schuppen. Er ist nur auf Grund seiner lebhaften Doppelbrechung, der nicht unbedeutenden Lichtbrechung, der parallel zu den Spaltrissen stattfindenden Auslöschung und des negativen Charakters der Verticalaxe, also wie man sieht, recht ungenügend bestimmt. Indessen dürfte es sich schwerlich um einen anderen Glimmer oder um Talk handeln.

Das von mir als Klinozoisit bezeichnete farblose Mineral ist gut durch seine starke Licht- und schwache Doppelbrechung, durch die parallele Auslöschung der lang prismatischen Schnitte und den wechselnden optischen Charakter der Zone der verlängerten Flächen charakterisirt. Zu einer Entscheidung zwischen Zoisit und Klinozoisit reichen freilich diese Daten nicht aus. Doch ergab die Untersuchung der gequetschten Varietäten, dass es sich jedenfalls um Klinozoisit handelt.

Als secundäre Gemengtheile treten endlich auch noch Quarz und ein gestreifter, nicht näher bestimmter, ganz frischer Feldspath auf. Beide finden sich in sehr kleinen

Mengen als Ausfüllung von Hohlräumen, können aber, wie die Untersuchung der stärker gequetschten Varietäten ergab, nur durch die Dynamometamorphose entstanden sein.

Wenden wir uns nun zur Untersuchung der stärker gequetschten Gesteinsvarietäten¹, so finden wir vor allen Dingen, dass der Mineralbestand zwar ähnlich, aber doch nicht vollkommen gleich ist. Auch in ihnen tritt die braune Hornblende als wesentlicher Gemengtheil auf. Sie besitzt bei gleicher Dicke der Schiffe genau denselben Pleochroismus wie in der normaleren Varietät, ist häufig nach (100) verzwillingt und besitzt dieselben Interpositionen von braunem Titaneisenglimmer. Auch hier gelang es einen, wie durch konoskopische Controle festgestellt wurde, genau nach (010) geführten Schnitt zu finden. Die Auslöschungsschiefe wurde im Mittel mehrerer sehr sorgfältiger, an verschiedenen Spaltrissen desselben Krystalles ausgeführter Messungen zu $18^{\circ} 46'$ gefunden². In einem annähernd horizontalen Schnitt (Winkel der Prismen-Spaltbarkeiten = $121\frac{1}{2}$ — 122°) beobachtete ich randlichen Austritt einer optischen Axe. — Die schwarzen Schnüre und Anhäufungen von Ilmenit scheinen mir in den stärker gequetschten Varietäten an Menge im Vergleich zu dem normaleren Gestein zugenommen zu haben.

Die schilfige grüne Hornblende fehlt ganz und gar, aber es entzieht sich der Beurtheilung, ob in den untersuchten Gesteinsvarietäten von vornherein kein Pyroxen vorhanden war, oder ob die aus diesem hervorgegangene schilfige Hornblende schon wieder ganz in compacte grüne Hornblende übergegangen ist. Das erstere ist indessen wahrscheinlicher.

Die Menge der grünen compacten Hornblende ist hier wesentlich grösser als in der normaleren Gesteinsvarietät. Ihr Pleochroismus ist genau derselbe wie in jener. Insbesondere erkennt man auch hier in allen nicht zu dünnen

¹ Dass es sich weder bei diesen noch bei den Quetschungsproducten des Adamellites um BRÖGGER'sche Protoklase handelt, beweisen die prachtvollen Druckerscheinungen der weiterhin zu beschreibenden Nebengesteine.

² Sie betrug in der braunen Hornblende des weniger gequetschten Gesteines $18^{\circ} 52'$. Die Abweichung von nur 6 Minuten ist bei der Grösse der Fehlergrenze zu gering, als dass man sie nicht für nur zufällig halten müsste.

Schliffen die bläuliche Nuance der nach c schwingenden Strahlen. Leider gelang es mir auch in den aus diesen Varietäten hergestellten Schliffen trotz langen Suchens nicht, hinreichend genau nach (010) geführte Schnitte zu finden, um die Auslöschungsschiefe messen zu können. Was das Verhältniss der grünen zu der braunen Hornblende betrifft, so beschränkt sie sich hier nicht mehr auf Bildung von Säumen um jene und auf Verdrängung ihrer Feldspatheinschlüsse; sie verwächst vielmehr oft auch ganz unregelmässig, aber in stets gleicher krystallographischer Orientirung mit ihr. Sie ist auch nicht mehr scharf von der braunen Substanz geschieden, sondern durch allmähliche Übergänge in der Farbe mit ihr verbunden. Garnicht selten beobachtet man Schnitte, in denen die grüne und die braune Substanz unregelmässig fleckig vertheilt sind; und ich erhielt den Eindruck, als ob die grüne Hornblende durch Entfärbung der braunen entsteht und diese zu ersetzen strebt. Das stimmt aber wieder gut zu der schon angeführten Annahme, dass der schwarze Ilmenit eine secundäre Ausscheidung aus der braunen Hornblende sei. Es scheint eben, als ob der Gebirgsdruck einen Zerfall der braunen Hornblende in grüne Hornblende und Ilmenit bewirkt. Trotzdem gebe ich aber zu, dass dieser Schein trügen kann, und dass der schwarze Ilmenit auch primär sein könnte. In diesem Falle wäre es aber schwierig zu erklären, warum er gleichzeitig und in denselben Krystallen sich als schwarzes opakes Erz und als brauner durchsichtiger Titaneisenglimmer ausgeschieden hätte. Sicher ist jedenfalls, dass die grüne compacte Hornblende in den gequetschten Varietäten secundär durch den Druck entsteht. Denn sie nimmt deutlich Antheil an der Bildung der sicher erst lange nach der Verfestigung und vor der Verwitterung der Gesteine entstandenen Flaserstructur. Auch fand ich in den gequetschten Gesteinen feine, wesentlich von Plagioklas (Albit?) und Klinozoisit, den unzweifelhaften Producten der Dynamometamorphose unseres Gesteines, erfüllte Spältchen, in die unsere grüne Hornblende mit terminal wohl begrenzten Krystallen hineinragt.

Haben wir so zwei wichtige und charakteristische Gemengtheile der normaleren Gesteinsvarietät auch in dem Pseudo-Amphibolit wieder erkannt, so sehen wir uns in ihm

vergeblich nach unserem Andesin um. Statt seiner grossen einheitlichen und richtungslos angeordneten Tafeln, finden wir parallele, wellig gebogene Lagen von kleinen pseudofluidal angeordneten Klinozoisitprismen und ungestreiften schwach licht- und doppelbrechenden Feldspathkörnchen, zu denen sich in geringer Menge Chlorit- und Muscovitblättchen, sowie kleine Anhäufungen von Quarzkörnchen gesellen.

Der Klinozoisit besitzt genau dieselben optischen Charaktere wie in der normaleren Gesteinsvarietät. Ich bestimmte 41 Male den optischen Charakter der Säulenzone und fand ihn 25 Male negativ, 16 Male positiv. Bei den im Gesteinsgewebe eingeschlossenen Krystallen fand ich als höchste Interferenzfarbe Gelb erster Ordnung. Ich muss aber ausdrücklich bemerken, dass mir zur Bestimmung der Interferenzfarbe geeignete Querschnitte, also gerade parallel der Axenebene geführte Schnitte wohl infolge ihrer geringen Grösse niemals auffielen und dass ich ohne einen glücklichen Zufall jedenfalls nicht zu der Entscheidung über die Zugehörigkeit des Mineralen zum Zoisit oder Klinozoisit gelangt wäre. So aber fand ich einige schon auf p. 379 erwähnte Adern, in denen eine Anzahl von Querschnitten unseres Mineralen vorhanden sind. Der eine von diesen ist offenbar genau transversal geführt. Er ist achtseitig und von vier Flächenpaaren begrenzt, deren wahre Winkel der Reihe nach sind: I : II = $116\frac{1}{4}^{\circ}$, II III = $144-145^{\circ}$, III IV = 152° , IV V = $128\frac{1}{2}^{\circ}$. Es ergibt sich daraus ferner II IV = $116-117^{\circ}$.

Diese Winkel entsprechen sehr genau denen der häufigsten Flächen der orthodiagonalen Zone des Epidotes, nicht aber denen des Zoisites. I ist zweifellos = {100}, II = {001}, IV = {101}. Für III ergibt sich durch Rechnung eine im Verhältniss zu der geringen Genauigkeit solcher Winkelmessungen mit dem Mikroskop recht gute Übereinstimmung mit {102}. Wir haben also die an Zermatter Epidotkrystallen oft beobachtete Combination. Thatsächlich fällt denn auch die Richtung der grösseren Elasticität in unserem Querschnitt sehr angenähert mit der als {100} bestimmten Fläche zusammen. Ein brauchbares konoskopisches Interferenzbild gab der sehr kleine Schnitt leider nicht. Zwischen gekreuzten Nicols

zeigte er aber, entsprechend seiner Lage parallel zur Axenebene, die höchste beobachtete Interferenzfarbe, nämlich Hellblau zweiter Ordnung, das aber unregelmässig vertheilt ist und in anderen Theilen desselben Schnittes durch Roth erster Ordnung bis zum Gelb der ersten Ordnung sinkt. Da in demselben Schliff parallel der Verticalaxe geschnittene Quarze das lebhafte Canariengelb der ersten Ordnung aufweisen, ist der Schliff etwa 0,04 mm dick und die Differenz $\gamma - \alpha$ der am stärksten doppelbrechenden Stelle unseres Klinozoisites gleich ungefähr 0,017. In denselben Adern fand ich auch 4—5 Längsschnitte, in denen ich mit Hilfe des schon erwähnten sehr kleinen in den Tubus eingehängten Diaphragmas die Ebene der optischen Axen immer normal zu der Säulenaxe fand. Es kann also kein Zweifel darüber bestehen, dass unser Mineral in die Epidotreihe und seiner geringen Doppelbrechung nach jedenfalls zum Klinozoisit gehört. Da aber die in den Adern genauer untersuchten Krystalle zum Theil in der Gesteinsmasse liegen und nur mit dem einen Pol in die Adern hineinreichen, sich auch in keiner Weise von den in dem Gesteinsgewebe gefundenen Krystallen unterscheiden, so halte ich den Schluss für berechtigt und nothwendig, dass in dem Gestein überhaupt kein Zoisit, sondern nur Klinozoisit vorhanden ist.

Diese Beobachtung scheint mir deshalb bedeutsam, weil sie es wahrscheinlich macht, dass sich sehr Vieles von dem bisher beschriebenen mikroskopischen „Zoisit“ bei genauerer Untersuchung als monokliner Klinozoisit herausstellen wird. Denn es ist eben sehr schwer, diese beiden Mineralien im Schliff zu unterscheiden, wenn man nicht zufälligerweise grosse, zu genaueren optischen Bestimmungen geeignete oder sehr scharfe, zu Winkelmessungen verwertbare Schnitte erhält. Da man aber bis vor Kurzem nicht wusste, dass auch lebhafter doppelbrechende rhombische Zoisite und schwach doppelbrechende monokline Epidote¹ oder Klinozoisite vorkommen, so war es sehr erklärlich, dass man meist die schwach

¹ Man vergleiche z. B. auch die in dem Amphibolit von Selva Palanzano (Ossola) auftretenden zonar struirten und z. Th. recht schwach doppelbrechenden Epidote. TSCHEPMAK's Mitth. 17. p. 276—277.

doppelbrechenden Individuen conventionell zum Zoisit, die stark doppelbrechenden zum Epidot rechnete.

So wichtig es gewesen wäre, den Feldspath der gequetschten Gesteine genau zu bestimmen, so war mir das doch leider ganz unmöglich. Quarzcontacte oder brauchbare Balsamcontacte fand ich nicht auf. Die Anwendung der BECKE'schen Färbemethode ist bei der geringen Grösse der Individuen und ihrer innigen Vermischung mit Klinozoisit-, Chlorit- und Muscovit-Individuen, sowie grüner Hornblende ganz aussichtslos.

Zwillingsstreifung scheint den im Gesteinsgewebe vorhandenen Körnchen ganz zu fehlen. Die in den schon erwähnten Adern auftretenden etwas grösseren, aber immer noch sehr kleinen Individuen zeigen zwar mitunter Andeutungen von Zonarstructur und auch Verzwilligung nach dem Albitgesetz, doch gelang es mir nicht, sie zu einer Bestimmung auszunützen. Auch Spaltrisse waren nicht deutlich genug entwickelt, um mit ihrer Hilfe eine Orientirung der Schriffe oder Messung von Auslöschungsschiefen vornehmen zu können. Dass aber eine Verwechslung mit Quarz ausgeschlossen ist, beweist ausser der Zwillingsstreifung die wesentlich kleinere Doppelbrechung, sowie die deutliche optische Zweiaxigkeit des die Schnitte bildenden Mineralen. Als sicher kann man es ansehen, dass dieser secundär durch Zerfall des Andesins in ihn und Klinozoisit entstandene Plagioklas wesentlich saurer ist.

Die Quarzkörner füllen Hohlräume zwischen und in den braunen Hornblendekristallen aus, zeigen aber gewöhnlich deutliche undulöse Auslöschung und nehmen oft in wenig ausgedehnten Körneraggregaten auch an dem Aufbau der faserigen Pseudo-Grundmasse des Gesteines Theil. Ich überzeugte mich oft durch konoskopische Beobachtung davon, dass die Körner wirklich optisch einaxig und positiv sind. Es macht den Eindruck, als ob sich der Quarz wesentlich in sogenannten „todten Räumen“, und zwar in den bei der Pressung des Gesteines im Druckschatten der am widerstandsfähigsten braunen Hornblenden erzeugten Hohlräumen gebildet hätte. Doch ist er nicht selten bei andauernder Pressung — *sit venia verbo* — „abgequetscht“ und mit dem übrigen Gesteinsmaterial vermengt worden.

Chlorit tritt nur in relativ kleiner Menge auf. Er ist schwach gelblichgrün, in dünnen Schliften fast farblos und hat bei gekreuzten Nicols immer nur graue, niemals blaue Interferenzfarben. Die Verticalaxe ist constant Richtung der kleinsten Elasticität. Pennin ist also ausgeschlossen. Während er in den normaleren Gesteinsvarietäten deutlich secundär nach Biotit ist, findet er sich hier anscheinend ganz unabhängig im Gesteinsgewebe und zeigt oft durch seine der Flaserstructur entsprechende pseudofluidale Anordnung, dass er sicher wenigstens zum Theil durch die Dynamometamorphose und nicht durch gemeine Verwitterung entstanden ist. Auch in den von Plagioklas und Klinozoisit ausgefüllten Adern fand ich vereinzelte Chloritrosetten. Von welchem ursprünglichen Mineral der Chlorit herkommt, ist schwer zu sagen. In den gequetschten Varietäten fand ich keinen Biotit, kann aber nicht wissen, ob das nicht nur zufällig ist. Die Hornblenden sind vollständig frisch und zeigen keine Spur von Zersetzung. Es ist also ausgeschlossen, dass der Chlorit durch gemeine Verwitterung der Hornblenden entsteht. Dagegen wäre es nicht unmöglich, dass bei der dynamometamorphen Umwandlung der braunen in grüne Hornblende ein kleiner Theil der Substanz im Verein mit geringen Feuchtigkeitsmengen zur Bildung des Chlorites diene.

Der Muscovit findet sich nur in sehr geringer Menge, und zwar in kleinen Schuppen, die dieselben Charaktere wie in der normaleren Gesteinsvarietät besitzen.

Über die accessorischen Gemengtheile der gequetschten Gesteinsvarietäten ist nur wenig zu sagen. Apatit tritt wieder in kleiner Menge auf. Ilmenit in schwarzen Körnern und braunen Blättchen findet sich in der braunen Hornblende und hinsichtlich seiner Entstehung gilt dasselbe, was schon bei der Beschreibung der normaleren Varietät angeführt wurde. Auch hier beobachtete ich Leukoxenränder um die schwarzen Ilmenitkörner. Biotit fand ich, wie schon erwähnt, wohl nur zufälligerweise nicht auf, dagegen aber vereinzelte Körner und Krystalle von stark licht- und doppelbrechendem, licht gelblich grauweissem Titanit.

Es bleibt jetzt noch kurz die Structur der norma-

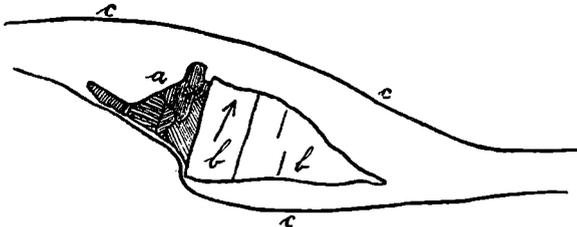
leren und gequetschteren Gesteinsvarietäten zu besprechen und zu vergleichen. Wir finden auch hier wieder, wie bei dem Adamellit, einen beträchtlichen Unterschied in der Korngrösse. In der normaleren Varietät schwankt der Durchmesser der braunen Hornblenden und der Andesinkristalle von ungefähr $1-3\frac{1}{2}$ mm, während ich die Biotitblätter und die in schilfige Hornblende umgewandelten Pyroxenindividuen nur $2\frac{1}{2}$ mm erreichen sah.

Auch in den gequetschten Gesteinsvarietäten erkennt man noch, dass die braunen Hornblenden ursprünglich oft mehr als 3 mm Durchmesser erreichten. In dem jetzigen Erhaltungszustande des Gesteines sind sie aber in Stücke zertheilt, die höchstens etwa $1\frac{1}{2}$ mm Durchmesser haben. Die aus den grossen Andesinkristallen hervorgegangenen Aggregate von saurem Plagioklas und Klinozoisit sind sehr feinkörnig. Die Feldspathkörner erreichen selten mehr als 0,1 mm Durchmesser; oft schwanken sie um nur 0,01 mm herum. Die Klinozoisitkristalle werden etwas länger; sie zeigen aber sehr charakteristischerweise, obwohl sie allen Windungen der faserigen Lagen folgen, keine oder so gut wie keine Einwirkungen des Druckes. Sie sind eben offenbar erst durch diesen entstanden.

Während in der normaleren Gesteinsvarietät keine Andeutung einer fluidalen Anordnung der Gemengtheile vorhanden ist, besitzen die gequetschten Gesteine eine Structur, die ich, wenn mir ihr Ursprung nicht bekannt wäre, wahrscheinlich als eine Art Schichtung aufgefasst haben würde (vergl. Taf. XII Fig. 2). Die braunen Hornblenden bilden kleine Augen, um die sich die aus Klinozoisit, saurem Plagioklas, grüner compacter Hornblende, Muscovit und Chlorit bestehenden Lagen faserig herumschmiegen. Die Structur entspricht vollständig der feinkörniger Augengneisse. Ebenso wie in diesen die Glimmerblätter jeder kleinen Unebenheit der Feldspathaugen zu folgen pflegen, finden wir auch hier rings um jeden kleinen Vorsprung der braunen Hornblenden eine von diesen aus gesehen concave Welle, während jeder Einbuchtung eine convexe Biegung der feinkörnigen Lagen entspricht. Da diese ausserdem in der chemischen Natur vollständig von den nur infolge ihrer grösseren Widerstandskraft als grössere Kry-

stalle erhaltenen braunen Hornblenden abweichen, so giebt ein normal zur Schieferung des Gesteins geführter Schnitt vollständig das Structurbild eines Thonschiefers mit eingelagerten grösseren klastischen Fragmenten, nur dass hier die die Flasern zusammensetzende Masse vollständig krystallinisch ist.

Es wurde schon bei der Beschreibung des Quarzes angeführt, dass man mitunter den Eindruck erhält, als ob sich bei der Pressung des Gesteins in der Nähe der braunen Hornblenden im Druckschatten gelegene „todte Räume“ gebildet hätten. Doch ist die Erscheinung nur selten so deutlich, wie in den schon citirten, aus der Literatur bekannten Fällen¹. Der Quarz tritt oft an solchen Stellen in relativ



Länge des Schnittes $a + b = 0,56$ mm.

a Verschieden orientirte Quarzkörnchen im „todten Raum“. b Braune Hornblende mit Spaltrissen. \uparrow ist die c-Richtung. c Flaserige, wesentlich aus Klinozoisit bestehende Gesteinslagen.

grossen Krystallen auf. In der beistehenden Figur ist eines der besten Beispiele abgebildet. — Die Klinozoisitprismen und Chloritblättchen stehen in den todten Räumen unregelmässiger und lassen keine Beziehung zu der Flaserstructur erkennen.

Trotz der starken Umformung der Structur unseres Diorites durch die Quetschung wird man nach der vorstehenden Beschreibung kaum behaupten wollen, dass die Deformation im Wesentlichen eine mechanische sei. Denn wenn wir von der z. Th. sicher wirklich mechanischen Zerstückelung der grossen braunen Hornblenden und anderen unwesentlichen Erscheinungen absehen, ist es sehr wahrscheinlich, dass die übrigen Gemengtheile und insbesondere der Andesin niemals zerbrochen wurden, sondern dass sich die mechanische Ein-

¹ FUTTERER bildet z. B. (l. c.) prachtvollte Beispiele solcher spitzconischen, von Neubildungen erfüllten Hohlräume ab.

wirkung sofort in chemische Arbeit umsetzte, die Zerlegung in sauren Plagioklas und Klinozoisit bewirkte und diese beiden Mineralien unter dem herrschenden starken Druck sofort in jener Stellung und Anordnung auskrystallisieren liess, in der wir sie noch jetzt beobachten. Wir haben dann aber gewissermaassen „bruchlose Umformung“ durch Vermittelung des Übergangs aus einer chemischen Verbindung in andere. Es sind weder der Andesin als solcher zerbrochen, noch seine Umwandlungsproducte, obwohl es andererseits nicht zweifelhaft sein kann, dass eine lebhafte und unter gewöhnlichem Druck nur durch Bruch zu erreichende relative Ortsveränderung der ursprünglich die Andesinmolekeln zusammensetzenden Atome stattgefunden hat. Wir werden später noch einmal auf diese mir bedeutsam erscheinende Wahrnehmung zurückkommen.

III. Krystalline Schiefer unbekannter Herkunft.

A. Biotitkalignesse¹.

Ich sammelte hierher gehörige Gesteine in der nächsten Nachbarschaft des beschriebenen Adamellites und in Schollen, die in ihm eingeschlossen sind. Ich bemerke ausdrücklich, dass ich kein Zeichen von Contactmetamorphose an ihnen wahrnehmen konnte. Doch sagt das nichts gegen die schon durch die eingeschlossenen Schollen zur Genüge erwiesene eruptive Natur des Adamellites, da Gneisse ja immer sehr unempfindlich gegen Contactmetamorphose sind und ich auch

¹ Ich halte es für richtig, bei den Gneissen, ganz abgesehen von dem dritten Gemengtheil, zwischen drei Haupttypen, nämlich 1. Kaligneissen (d. s. Orthoklas- und Mikroklingneisse), 2. Natrongneissen (= Albitgneissen), 3. Kalkgneissen (= Anorthitgneissen) zu unterscheiden. Für die Übergangstypen ergeben sich von selbst die Bezeichnungen „Kalinatrongneiss“ und „Kalknatrongneiss“ (bezw. Oligoklas-, Andesin- u. s. w. Gneiss). Diese Unterscheidung ist bei dem heutigen Stande der Feldspathbestimmungsmethoden sehr leicht möglich und nothwendig. Denn nur dadurch kann es gelingen, im Laufe der Zeit die im Verhältniss zu anderen Gesteinsgruppen kolossal umfangreiche Gneissgruppe zu zerlegen, eine Übersicht über die Verbreitung der einzelnen Typen zu gewinnen und dann leichter ihren Ursprung zu erforschen. Selbstverständlich wird es nothwendig sein, auch noch zwischen Muscovit-, Biotit- und Amphibol-Natrongneissen, bezw. -Kali- oder -Kalkgneissen zu unterscheiden.

noch nicht in der Lage war, die Nebengesteine des Adamellites im Streichen bis in grössere Entfernung von dem Eruptivgestein verfolgen zu können.

Die drei untersuchten, an verschiedenen Punkten geschlagenen Gesteinsproben haben feines Korn bei deutlicher, wenn auch keineswegs besonders stark ausgeprägter Schieferstructur. Die nicht zermalnten Quarzkörner sind meist etwas scheibenförmig abgeplattet. Als Maximaldurchmesser der Scheiben fand ich 0,9—1,3 mm, als gewöhnliche Durchmesser 0,25—0,50 mm. Die Höhe der Quarzscheiben schwankt gewöhnlich von ungefähr 0,20—0,25 mm. Ausnahmsweise fand ich sie bis etwa 0,6 mm gross. Die Glimmerblätter und Mikroklinkörner sind durchschnittlich etwas kleiner. Wo aber die Gesteine intensiver gepresst sind, da erreichen die Durchmesser der durch Zermahlung entstandenen Quarzkörnchen oft nur 0,05—0,07 mm.

Die wesentlichen Gemengtheile sind in drei mikroskopisch untersuchten Proben Quarz, Mikroklin und Biotit. Accessorische primäre Gemengtheile sind Muscovit, etwas Kalknatronfeldspath, Zirkon und Apatit(?).

Die Brechungsindices des von mir als Mikroklin bestimmten Mineralen sind erheblich kleiner als das zum Vergleiche benützte ω des Quarzes. Auch seine Doppelbrechung ist geringer als die des Quarzes. Ich fand drei Schnitte mit etwas schiefer Austritt einer positiven Bissectrix und beobachtete in ihnen zwei Systeme von Spaltrissen, die folgende Winkel bilden: 1. ungefähr 70° , 2. genau $65^{\circ} 39'$, 3. $73^{\circ} 28'$. Offenbar ist die bessere Spaltbarkeit die basale, die schlechtere eine *murchisonitische*; die Schnitte aber sind ungefähr parallel zu (010) geführt. Thatsächlich betragen denn auch die Winkel zwischen der Axenebene und der besseren Spaltbarkeit in 1. etwa $8-9^{\circ}$ (nicht ganz genau gemessen), in 2. im Mittel 7° , in 3. im Mittel $5^{\circ} 48'$. Dabei liegt die Axenebene in dem stumpfen Winkel der beiden Spaltbarkeiten. Die Auslöschung ist also positiv. In dem zweiten Schnitte maass ich mit Hilfe des CZAPSKI-Oculares und der KLEIN'schen Lupe die Centraldistanz der Bissectrix und fand als scheinbaren Winkel zwischen dieser und der Mikroskopaxe ungefähr 14° (mit einer Fehlergrenze nach jeder Seite von kaum mehr als $3-4^{\circ}$).

Der wirkliche Winkel beträgt also ungefähr $9\frac{1}{2}^{\circ}$. Der Axenwinkel ist zu gross, um noch messbar zu sein; doch liess sich feststellen, dass der scheinbare Axenwinkel jedenfalls erheblich grösser als 116° ist. Leider fand ich keine Schnitte mit rechtwinkligen Spaltrissen und nicht undulöser Auslöschung. Dennoch lassen schon die angeführten Beobachtungen keinen Zweifel darüber, dass das vorliegende Mineral ein Kalifeldspath ist. Dass es sich um Mikroklin und nicht um Orthoklas handelt, vermute ich auf Grund der grossen Zahl von Schnitten, die die gitterförmige Mikroklinverzwilligung zeigen. Auch die übrigen Schnitte dürften zum Mikroklin gehören, da ich oft solche beobachtete, die durch unvollständige Gitterung den Übergang zwischen den vollständig gegitterten Schnitten und den gar nicht gegitterten vermitteln. In einem Durchschnitt mit besonders wohl entwickelter und deutlicher Gitterstreifung maass ich beiderseits der (010) entsprechenden Zwillingsnaht Auslöschungsschiefen von ungefähr 12° und 18° (nicht ganz genau). Es handelt sich also jedenfalls um Mikroklin.

Von fremden Einschlüssen enthält unser Mineral nicht selten vereinzelte unregelmässig angeordnete Quarzkörner und Biotitblättchen. Oft beobachtet man die bekannte Verwachsung mit stärker lichtbrechenden Albitlamellen. Diese sind, wo man ihre Anordnung controliren kann, wie z. B. in dem oben als dritten aufgeführten, parallel (010) geführten Schnitt mit zweifachen Spaltrissen, der Murchisonitspaltbarkeit parallel gestellt.

Der Biotit unserer Gesteine ist anscheinend einaxig, negativ. Sein Farbenwechsel geht von intensivem Rothbraun je nach der Dicke der Schlicke bis zu hellem Bräunlichgelb oder dunklerem Hellbraun.

Über den Quarz wird bei der Besprechung der Druckerscheinungen der Gesteine ausführlich berichtet werden.

An dem nur in kleiner Menge auftretenden Muscovit wurde controlirt, dass er zweiaxig mit grossem Axenwinkel und optisch negativ ist, sowie dass er anscheinend genau parallel zu den Spaltrissen auslöscht. Er ist mitunter mit dem Biotit in der bekannten Weise mit parallelen Basisflächen verwachsen.

Zirkon ist nur in sehr geringer Menge vorhanden und durch die lebhafte Licht- und Doppelbrechung, gerade Auslöschung und den positiven Charakter der Prismenaxe gut charakterisirt.

Apatit(?) wurde in ganz seltenen und nur auf Grund ihres Habitus bestimmten Körnern gefunden.

Es bleibt uns jetzt nur noch der Kalknatronfeldspath zu besprechen. In einem der drei untersuchten Stücke fand ich überhaupt keine mit Sicherheit zu ihm gehörigen Individuen. Doch beruht das wohl nur auf Zufall. In einem Schlif des zweiten Stückes scheint er dagegen in zwei parallel der Schieferung des Gesteins angeordneten Zonen nicht ganz selten zu sein; doch ist er dort meist vollständig getrübt und zersetzt und deshalb nicht mehr bestimmbar. Unter den Zersetzungsproducten überwiegen Schüppchen von Muscovit(?) und kleine stark lichtbrechende Körnchen von Epidot(?). Ob auch Zoisit oder andere Mineralien vorhanden sind, war nicht festzustellen. Nur in dem dritten untersuchten Stücke waren einige wenige kleine, aber frische Schnitte vorhanden. Sie sind polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingt und bestehen aus einer inneren und einer ziemlich scharf geschiedenen äusseren, schwächer lichtbrechenden, also saureren Zone. Ich fand nur einen Schnitt mit einem verwerthbaren, hinreichend verticalen Quarzcontact und fand mit Hilfe des CZAPSKI-Oculares und der KLEIN'schen Lupe nach dem von mir ausführlich beschriebenen Verfahren¹, dass die optische Axe des Quarzes einen wirklichen Winkel von etwa $23\frac{1}{2}^{\circ}$ mit der Mikroskopaxe bildet², dass also der Brechungsquotient des Quarzes in der Stellung des Präparates, in welcher der Schnitt nur von ausserordentlichen Strahlen durchsetzt wird, gleich 1,5457 ist. Da nun aber der Winkel zwischen der Schwingungsrichtung der ausserordentlichen Strahlen im Quarze und der Richtung der grösseren Elasticität in der äusseren Zone des Plagioklases³ 30° beträgt, so wurde α' des

¹ Zeitschr. f. Kryst. 26. 1896. p. 178—182.

² Es ist dies der Winkel α der p. 180—181 meiner eben citirten Arbeit. Er ist das Complement des auf p. 179 und 185—187 als α bezeichneten Winkels.

³ γ auf p. 184—187 der citirten Arbeit.

Plagioklases mit 1,5452, γ' mit 1,5447 verglichen. Beide sind kleiner. Die erste Bestimmung würde nur die drei letzten BECKE'schen Gruppen ausschliessen, die zweite zeigt, dass es sich auch nicht einmal um basischen Oligoklas handeln kann. Die äussere Zone unseres Plagioklases ist also entweder Albit oder saurer Oligoklas. Der Winkel zwischen den Auslöschungsrichtungen der äusseren Zone und des inneren Kernes beträgt etwa 16° , scheint also auf eine nicht ganz unbeträchtliche Differenz in der chemischen Zusammensetzung beider hinzuweisen.

Man sieht, dass, wie schon vorher hervorgehoben wurde, weder die mineralogische Zusammensetzung unserer Gesteine noch ihre Structur irgend ein Anzeichen von Contactmetamorphose aufweisen, obwohl eines der Stücke aus einer nur etwa einen Kubikmeter grossen, in dem Adamellit eingeschlossenen Scholle stammt.

Es bleibt uns nur noch übrig, die Druckwirkungen zu beschreiben, die unsere Gesteine erlitten haben. Der Quarz, die beiden Glimmer und der Mikroklin zeigen die deutlichsten Spuren mechanischer Deformation. Die Quarze sind je nach den Fundorten entweder ganz zerbrochen oder doch randlich und innerlich längs Triturationszonen zertrümmert. Im letzteren Falle erhält man oft typische Mörtelstructur. Die noch erhaltenen Fragmente zeigen starke undulöse Auslöschung. Auch die charakteristische, gewöhnlich als Verzwilligung gedeutete feine Streifung der gepressten Quarze lässt sich nicht selten beobachten. Die Mikroklinkrystalle sind oft ganz zerstückelt und zerbrochen; ihre Zwillingsgitter sind verbogen; die Auslöschung ist undulös. Die Biotit- und Muscovitlamellen sind je nach der Stärke der Einwirkung nur verbogen oder aber zerrissen und zerstückelt.

Alle diese Erscheinungen sind so häufig und wohlbekannt, dass es unnöthig wäre, näher darauf einzugehen, wenn nicht die von der mikroskopischen Technik in den letzten Jahren gemachten Fortschritte die Möglichkeit gewährten, die vielumstrittene¹ HEM'sche Hypothese der bruchlosen Fal-

¹ Man vergl. z. B. die Literaturzusammenstellung in ZIRKEL's Petrographie. II. Aufl. 1. 607 u. f.

tung starrer Gesteinsmassen mit grösserer Genauigkeit, als dies bisher anging, auf ihre Möglichkeit zu prüfen. Das von BECKE beschriebene Lichtphänomen¹ gestattet nämlich selbst äusserst feine Discontinuitäten innerhalb eines Mineralindividuums mit grosser Sicherheit nachzuweisen, da jede Spalte sich entweder mit dem zur Bedeckung der Präparate benützten Balsam erfüllt oder leer, d. h. mit Gas erfüllt bleibt. In beiden Fällen aber lässt die BECKE'sche Linie bei Anwendung des von BECKE beschriebenen Verfahrens das Vorhandensein der Discontinuität erkennen². Auf der anderen Seite gestattet die Combination des CZAPSKI-Oculares mit der KLEIN'schen Lupe ausserordentlich kleine Individuen und Theile von Individuen noch konoskopisch zu untersuchen und ihre Orientirung festzustellen. Hat man also ein zur Messung der ohne Bruch, also ohne Spaltenbildung erlittenen Torsion geeignetes Mineral, so kann man jetzt ohne Schwierigkeit feststellen, wie weit die bruchlose Biegung der einzelnen Mineralindividuen geht. Von allen gesteinsbildenden Mineralien ist aber kaum ein anderes zu Messungen dieser Art so geeignet, wie der Quarz, der keine guten Gleit- und Spaltflächen besitzt, die mechanische Deformation nicht in chemische umwandeln kann und von den bekannten Modificationen der Kieselsäure das geringste Molecularvolumen besitzt³. Man kann also voraussetzen, dass man bei der Quetschung und Pressung des Quarzes die mechanische Deformation ziemlich rein und nicht wesentlich von Energietransformationen beeinflusst beobachtet⁴.

¹ Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien. 1893. p. 358—376.

² Hier wird natürlich von dem sehr seltenen Falle abgesehen, dass der Brechungsquotient des Minerals genau gleich dem des Balsams ist.

³ Auf die engen Beziehungen zwischen der Dynamometamorphose und dem Molecularvolumen der beteiligten Mineralien hat BECKE in einer kurzen, aber wichtigen Notiz aufmerksam gemacht (dies. Jahrb. 1896. II. 181—182).

⁴ Freilich machte mich Herr Geheimrath ROSENBUSCH schon nach Abschluss meiner Beobachtungen mit Recht auf die Möglichkeit aufmerksam, dass der Quarz bei sehr hohem Druck in eine unbekannt heteromorphe Kieselsäuremodification übergehen könne und dass somit auch beim Quarz die Deformation sich ähnlich, wie wir es bei dem Andesin des Diorites sahen, nicht rein mechanisch, sondern durch gleichzeitigen Über-

Ich benützte daher die mir vorliegenden, stark gequetschten, quarzreichen Mikroklingnisse, um die Beträge der von dem Quarz ohne Bruch erlittenen Torsion zu messen. Das Verfahren war das folgende. Ich wählte stark undulös auslöschende Schnitte aus und stellte mit Hilfe der Irisblende oder schräger Beleuchtung die Abwesenheit wirklicher Discontinuitäten fest. Dann maass ich die Differenz der Auslöschungsrichtungen zwischen den am verschiedensten orientirten Theilen desselben Individuums, wobei ich natürlich die relativen Werthe der optischen Elasticität der Auslöschungsrichtungen feststellte, um nicht aus Versehen den Winkel zwischen der Richtung der kleineren Elasticität in dem einen, der grösseren in dem anderen Theile zu bestimmen. Auf diese Weise erhielt ich den Betrag der horizontalen Drehung. Den Betrag der verticalen Drehung konnte ich nur messen, wenn die optische Axe des am meisten geneigten Theiles des Quarzes nicht wesentlich mehr als 40° gegen die Mikroskopaxe geneigt war, da, wie schon vorher (p. 358, Anm. 4) hervorgehoben wurde, bei ungefähr $40^{\circ}20'$ Totalreflexion der sich parallel der optischen Axe fortpflanzenden Strahlen eintritt. Ich wendete dabei ein von mir an anderer Stelle ausführlich beschriebenes Verfahren¹ an. Ich bestimmte nämlich direct oder indirect die Centraldistanz der Spur der optischen Axe und berechnete aus ihr den scheinbaren und wirklichen Winkel der optischen Axe mit der Normalen des Schnittes oder der Mikroskopaxe. Natürlich muss man dabei auf den Sinn der Neigung der optischen Axe achten.

Ich führe nun einige Beobachtungen an. In einem undulös auslöschenden Quarz wich in einem Theile des Individuums die optische Axe um 12° (wirklicher Winkel) von der Mikroskopaxe ab. Zwischen diesem und einem anderen dieselbe Neigung der optischen Axe besitzenden Theile bestand eine Auslöschungsdifferenz von 5° . In einem dritten Theile, mit 14° Neigung der optischen Axe, betrug die Auslöschungs-

gang aus einer Modification in die andere vollziehe. Beim Nachlassen des Druckes könnte dann natürlich die Substanz wieder durch Paramorphose in die Quarzmodification übergehen.

¹ Zeitschr. f. Kryst. 1896. 26. 178—181. Man vergleiche auch die Anmerkung 4 p. 358 dieser Abhandlung.

differenz gegenüber dem ersten Theile 9° , gegenüber dem zweiten 4° . Ein vierter Theil mit um 21° geneigter optischer Axe hatte im Verhältniss zu dem ersten Theile eine Horizontaldrehung von 17° erlitten. Wir haben also im verticalen Sinne ein Torsionsmaximum von 9° , im horizontalen Sinne von 17° . Dabei ist keine Spur eines Bruches zu erkennen. In einem anderen Quarze, in dem gleichfalls bestimmt keine Brüche vorhanden sind, fand ich noch wesentlich grössere Beträge und will, um eine Controle zu ermöglichen, meine Beobachtungsdaten genau anführen. In einem Theile des untersuchten Quarzes war bei konoskopischer Beobachtung das Centrum des Interferenzkreuzes sichtbar, und zwar betrug seine Distanz vom Centrum des Gesichtsfeldes im Mittel mehrerer Messungen 3,35 Einheiten der KLEIN'schen Lupe. Daraus ergab sich für das benützte Instrument¹ ein scheinbarer Winkel von etwas über 24° , ein wahrer Winkel von wenig über 15° . In dem zweiten zur Untersuchung benützten Theile desselben Individuums lag das Centrum des Interferenzkreuzes bereits ausserhalb des Gesichtsfeldes. Ich bestimmte die Centraldistanz d daher indirect, wie auf p. 179—181 meiner citirten Arbeit angegeben ist. Der Winkel β betrug im Mittel 64° . Da der Radius des Gesichtsfeldes 7 Einheiten der KLEIN'schen Lupe beträgt, so ergibt sich $d = \frac{7}{\sin 64} = 7,8$. Daraus erhält man einen scheinbaren Winkel von ungefähr 72° , einen wahren Winkel von 38° . Die Torsion im verticalen Sinne beträgt also 23° . Zwischen den Richtungen der kleineren Elasticität, also den Tracen der optischen Axen der beiden untersuchten Theile des Quarzes ergab sich in der Schliffebene eine Winkeldifferenz von 34° . Dabei beträgt die Horizontalentfernung der beiden

¹ FUESS, II. Obj. 7. CZAPSKI-Ocular und KLEIN'sche Lupe. Die Constante C in der Formel $\sin s = C \cdot d$ war 0,1244. Der scheinbare Winkel s wurde nach der Formel $\sin \alpha = \frac{\sin s}{\omega}$ in den wahren Winkel α umgerechnet.

Doch führte ich die Rechnung nur selten aus, da es bequemer ist, eine Reductionstabelle der Horizontalabstände, scheinbaren und wirklichen Winkel nach Art der von E. v. FEDOROW (Zeitschr. f. Kryst. 22. 247) angegebenen zu entwerfen. Man hat bei dieser den Vortheil, dieselbe Tabelle für alle möglichen Mineralien von verschiedener Lichtbrechung benutzen zu können.

untersuchten Stellen nur 0,11 mm¹. Wir haben also auf wenig mehr als $\frac{1}{10}$ mm in dem unter gewöhnlichem Druck so wenig klastischen Quarze eine bruchlose Torsion der Richtung der mit der krystallographischen Verticalaxe zusammenfallenden optischen Axe von 34° bezw. 23° in zwei aufeinander senkrechten Ebenen. — In einem anderen Individuum desselben Schliffes, in dem die Neigung der optischen Axe nicht mehr messbar war, fand ich eine Drehung der Richtung der kleineren Elasticität im horizontalen Sinne von 55° auf eine horizontale Entfernung von 0,083 mm. In noch einem anderen Individuum betrug die horizontale Drehung der Richtungen der grösseren Elasticität 57° auf eine Entfernung von 0,384. Bei einer weiteren Messung fand ich die Verticaltorsion zu 8°, die horizontale zu 14°. Endlich fand ich einen sehr stark undulös auslöschenden Quarz, in dem in der Mitte eine kleine Spalte klafft, ohne indessen bis zu den Grenzen zu reichen, so dass der Krystall innerhalb der Schnittebene noch zusammenhängt. Natürlich ist es aber nicht ausgeschlossen, dass die Spalte oberhalb oder unterhalb der Schnittebene den Zusammenhang des Individuums gänzlich löste. In diesem Krystall fand ich zwischen zwei Theilen mit ziemlich gleicher Neigung der Verticalaxe eine Horizontal-torsion von 85° zwischen den Richtungen der kleineren optischen Elasticität. Zwischen zwei anderen Theilen desselben Individuums fand ich eine horizontale Torsion von 34° und eine verticale, nicht mehr genau messbare, aber jedenfalls über 19½° betragende Drehung². Die betreffenden horizontalen Entfernungen sind Bruchtheile eines Millimeters.

Die angeführten Beobachtungen, die sich ja sehr leicht vervollständigen lassen werden, reichen nicht aus, um anzugeben, welches der Maximalbetrag der bruchlosen Torsion des Quarzes in den von mir untersuchten Gesteinen ist. Denn es steht nicht einmal fest, ob in dem zuletzt angeführten

¹ Die verticale Dicke des betreffenden Schliffes ist ungefähr 0,07 mm. Es empfiehlt sich, zu solchen Bestimmungen dickere Schliffe zu wählen, weil sonst die konoskopischen Messungen zu ungenau werden.

² Die Neigung der optischen Axe in dem einen Theile beträgt 21°, in dem anderen ist sie infolge der Totalreflexion nicht mehr messbar, also jedenfalls grösser als 40½°.

Krystall die Spalte durch die zu starke, fast rechtwinkelige Biegung hervorgerufen ist, bezw. ob nicht unter günstigen Verhältnissen auch rechtwinkelige oder noch stärkere, bruchlose Umbiegung von Quarzen möglich ist. Jedenfalls ergeben die angeführten Beobachtungsdaten aber zweifellos, dass die bruchlose Biegung des Quarzes unter bestimmten Verhältnissen bis zu 57° gehen kann. Daraus folgt aber mit Sicherheit die theoretische Möglichkeit der bruchlosen Umbiegung starrer Gesteinsmassen.

Eine wesentlich verschiedene Frage ist die, ob bruchlose Umbiegung starrer Gesteinsmassen praktisch vorkommt. In den hier beschriebenen Gneissen ist es nicht der Fall; denn wenn man auch nicht genau den relativen Betrag des durch Bruch und Zerreissung ausgelösten Theiles der mechanischen Energie messen und dem in bruchlose Biegung verwandelten gegenüberstellen kann, so lehrt doch ein Blick in die Schiffe, dass der erstere Betrag ganz unvergleichlich höher ist. Wesentlich anders aber würde die Antwort hinsichtlich der vorher beschriebenen Gesteine ausfallen. — In dem Hornblendediorit ist, wie schon hervorgehoben wurde, die erkennbare mechanische Deformation der Gemengtheile sehr gering. Der grösste Theil der mechanischen Energie scheint in chemische Arbeit verwandelt worden zu sein, und auch die starke relative Ortsveränderung der den ursprünglichen Andesin zusammensetzenden Atome erfolgte unter derartigen Umständen und Verhältnissen, dass man jedenfalls nicht von Deformation durch Bruch sprechen kann. In der Mitte steht in dieser Beziehung der zuerst beschriebene Adamellit, in dem die Quarze wesentlich durch Bruch deformirt, der Glimmer meist bruchlos gebogen, der Oligoklas aber in derselben Weise wie der Andesin des Diorites chemisch zerlegt ist. Wesentlich verschieden dürfte dagegen mechanische Einwirkung die Kalksteine beeinflussen, in denen die leichte, bruchlose Verschiebbarkeit des Calcites längs seiner Gleitflächen offenbar die Möglichkeit weitgehender Auslösung des Druckes ohne Bruch bedingt. Sehr lehrreich sind in dieser Beziehung die GÜMBEL'schen Experimente¹, in deren Deutung ich auf ROSENBUSCH'S

¹ Sitz.-Ber. Kgl. Bayr. Akad. Wiss. 1880. p. 596 u. f.

(dies. Jahrb. 1882. I. -221—223-) Standpunkt stehe. Sie beweisen unzweifelhaft, dass man auch experimentell bruchlose Umformung starrer Gesteinsmassen erzielen kann. — Ob Bruch eintritt oder nicht, das hängt offenbar ausser von der Natur des von dem Druck betroffenen Mineralen von der Stärke des Druckes und der Langsamkeit seines Anwachsens ab.

Wird aber die Frage aufgeworfen, ob bruchlose Biegung fester Gesteinsmassen in der Natur vorkommt oder nicht, bezw. ob sie eine allgemeine, häufige oder seltene Erscheinung ist, so wird meiner Meinung nach die richtige Antwort sein, dass vollständig bruchlose Biegung von grösseren Massen wohl kaum jemals vorkommt, dass aber bruchlose Biegung und Biegung durch Bruch sich je nach der mineralogischen Zusammensetzung der betreffenden Gesteine, der Grösse des Druckes und der Langsamkeit seines Anwachsens in verschiedenen Proportionen vereinigen, um zusammen den Endeffect, nämlich die Biegung der Gesteinsmassen, zu erzeugen. Eine besondere Form der bruchlosen Biegung ist die Deformation durch Transformation der Mineralien in heteromorphe Modificationen oder andere chemische Verbindungen bei gleichzeitiger Ortsveränderung der kleinsten Theilchen. Aber auch diese besondere Art der bruchlosen Deformation tritt wohl fast nie für sich allein auf, sondern ist meist oder immer mit bruchloser oder durch Bruch vermittelter mechanischer Deformation verbunden. Wahrscheinlich hat auch die von der Pressung erzeugte Wärmezunahme der Gesteinsmassen, die nach DAUBRÉE'S und MALLET'S Experimenten nicht zu leugnen ist, sowie der Gehalt an Bergfeuchtigkeit oder circulirenden Gewässern einen nicht unwesentlichen Einfluss auf die Art der Gesteinsdeformation. Das Vorhandensein von Wasser erleichtert offenbar die chemische Metamorphose, sein Mangel erhöht die Proportion der rein mechanischen Umformungen.

Damit ist die Reihe der ein gewisses allgemeines Interesse besitzenden Beobachtungen über die mir vorliegenden Mortirolo-Gesteine erschöpft. Da aber die übrigen von mir untersuchten Felsarten jener geologisch so wenig bekannten Gegend immer-

hin ein locales Interesse haben, so will ich noch einige kurze Beschreibungen der wichtigsten Typen anschliessen.

B. Biotitnatrongneisse.

Die hierher gehörigen Gesteine bilden zwei verschiedene Typen, von denen der eine, sillimanit- und granatführende, in der Nachbarschaft der in dieser Arbeit beschriebenen Eruptivmassen auftritt, während der andere keinerlei seltenere accessorische Mineralien enthaltende thalaufwärts die ersten Aufschlüsse hinter dem Ort Monno bildet. Ich bespreche zuerst den letzteren Typus. Die wesentlichen Gemengtheile sind Quarz, Albit und Biotit. Accessorisch fand ich kleine Mengen von Muscovit, schwarzem Eisenerz, Zirkon, Apatit.

Der Quarz ist stark gequetscht und oft ganz und gar in kleine Körnchen zertrümmert. Die Körnchen erreichen im Maximum 0,7 mm Durchmesser, bleiben aber meist erheblich dahinter zurück. Er besitzt undulöse Auslöschung von ähnlicher Stärke wie der Quarz der Biotitkalgneisse.

In dem Plagioklas maass ich die folgenden symmetrischen bezw. annähernd symmetrischen Auslöschungsschiefen: $7/7$, $9/8\frac{1}{2}$, $9\frac{1}{2}/5$, $4/5\frac{1}{2}$, $4/5$, $8/9$. Für die Lichtbrechung fand ich die folgenden Daten: Contact 1. $\alpha' < 1,5455$, $\gamma' < 1,5520$, Contact 2. $\alpha' < 1,5518$, $\gamma' < 1,5458$. Bei dem zweiten Contact wich die Richtung der kleineren Elasticität des Feldspathes um 12° von der Schwingungsrichtung der ordentlichen Strahlen im Quarze ab. Dabei war der Quarz ziemlich genau parallel der optischen Axe geschnitten. Diese Bestimmungen ergeben, dass der Plagioklas zu einer der beiden ersten Бекке'schen Abtheilungen gehört, und da die Auslöschungsschiefen für sauren Oligoklas zu hoch sind, dass er Albit ist. Sollte das gefundene Maximum von $8\frac{2}{3}^\circ$ das wahre Maximum sein, so würde dieser Albit etwa 9–10 % Anorthitsubstanz enthalten.

Der Biotit ist einaxig, negativ und geht im Farbenwechsel von gelb bis rothbraun. Er füllt mitunter merkwürdigerweise in Form von einheitlichen Blättchen Spaltrisse des Feldspathes aus, bildet aber auch umgekehrt aus filzartig verwebten kleinen Blättchen bestehende netzartige Anhäufungen, deren Maschen von Quarz und besonders gern

von Feldspath erfüllt sind. Es ist sehr wahrscheinlich, dass diese Structur eine Druckerscheinung ist.

Der Apatit ist durch seine gerade Auslöschung, durch die schwache Doppelbrechung, die kräftige Lichtbrechung und den negativen Charakter der Prismenzone charakterisirt. Er besitzt basale Absonderungsflächen und wahrscheinlich durch Zersetzung entstehende, gleichfalls basal angeordnete Körnchenreihen.

In dem zweiten, schon angeführten Biotitnatrongneiss fand ich dieselben wesentlichen Gemengtheile, ausserdem aber eine nicht unbeträchtliche Menge von Sillimanit und Granat, sowie wenig Muscovit, Apatit und schwarzes Eisenerz.

Der nur sehr schwach zonar struirte Plagioklas ist sehr fein verzwillingt und zwar oft gleichzeitig nach dem Albit- und Periklingesetz. In Schnitten ungefähr normal zu (010) maass ich $8\frac{1}{2}/9\frac{1}{2}$, $10\frac{1}{2}/13\frac{1}{2}$, $5/15$, $10/25$, $12\frac{1}{2}/13\frac{1}{2}$, $15/11$.

γ' des Kernes eines Schnittes wurde mit Quarz verglichen. Die Schwingungsrichtung der ordentlichen Strahlen im Quarz bildete einen Winkel von 35° mit der Richtung der kleineren Elasticität im Feldspath. Der Quarz war nicht genau, aber doch annähernd parallel der optischen Axe geschnitten. n_q^1 des Quarzes ist also jedenfalls zwischen 1,5475 und 1,5480. Gefunden $\gamma' < n_q$. — Zwei ziemlich genau normal zu einer optischen Axe des Plagioklases geführte Schnitte ergaben übereinstimmend $\beta < 1,5442$. — In einem dritten Individuum trat eine optische Axe schon ziemlich randlich aus. γ' ist also schon wesentlich höher als β . Dennoch fand ich auch hier $\gamma' < \omega$.

Diese Bestimmungen im Verein mit den Messungen der Auslöschungsschiefen (Maximum 13°) ergeben, dass es sich um einen, wenigstens in der äusseren Zone, höchstens 4% Anorthit enthaltenden Albit handelt und dass auch die Kernsubstanz zum Albit gehört.

Der Biotit hat dieselben optischen Eigenschaften wie in dem vorher beschriebenen Gestein.

Der Granat tritt in zahlreichen kleinen, sehr scharfen Krystallen auf. Er ist optisch vollständig isotrop und lässt mitunter eine ganz schwache Rosafärbung erkennen. Interessant

¹ Vergl. Zeitschr. f. Kryst. 26. 1896. p. 184.

ist die Beobachtung, dass er beim Glühen des Schliffes eine lebhaft gelbe Farbe, etwa wie Staurolith in Dünnschliffen, annahm, ohne doppelbrechend zu werden, während die in dem gequetschten Adamellit häufigen farblosen Granaten trotz andauernden Glühens im Schliffe vollständig farblos blieben. Man hat also in dem Glühen der Präparate offenbar ein sehr bequemes Mittel um eisenfreie oder sehr eisenarme Granaten von den übrigen zu unterscheiden.

Das als Sillimanit bestimmte Mineral bildet lange, farblose Nadeln, die, wo eine Bestimmung möglich war, parallel der Längsrichtung auslöschten. Die Prismenaxe ist die Richtung der kleinsten Elasticität. Die Interferenzfarben gehen in den aussergewöhnlich dicken Schliffen, in denen Quarz das Blau der zweiten Ordnung zeigt, bis zum Blau des untersten Theiles der dritten Ordnung, was gut für Sillimanit stimmt. In einem ziemlich lebhaft gefärbten Schnitt mit gerader Auslöschung trat eine optische Axe ganz wenig ausserhalb des Gesichtsfeldes aus. Die Ebene der optischen Axen entspricht der Längsrichtung. Bei der Zersetzung bilden sich sericitische Aggregate heraus. Die Sillimanitnadeln sind mit Vorliebe in den Quarz eingewachsen.

Ausser den schon beschriebenen Gemengtheilen finden sich häufig Anhäufungen kleiner gelber pleochroitischer Körnchen und Prismen. Die prismatischen Schnitte haben stets parallele Auslöschung. Lichtbrechung und Doppelbrechung sind hoch. Es dürfte sich also jedenfalls um Epidot handeln. Eine konoskopische Controle konnte ich leider nicht vornehmen, weil die Schnitte zu klein sind. Diese Anhäufungen finden sich mitunter allein unter den Zersetzungsproducten des Sillimanites, gern aber noch mit Biotitresten zusammen; sie dürften also ein Zersetzungsproduct dieses letzteren sein.

Quarz, Muscovit und Apatit bieten nichts Bemerkenswerthes dar. Das schwarze, in sehr kleiner Menge auftretende Eisen-erz wurde nicht näher bestimmt. Das Korn dieses Gesteines ist etwas grösser als das des vorher beschriebenen Typus. Die Quarz- und Plagioklaskörner erreichen mitunter 3 mm Durchmesser und sinken selten unter 0,5 mm herab. Die kataklastischen Erscheinungen besitzen etwa dieselbe Stärke wie in den Biotitkalgneissen.

C. Sillimanitführender Biotitglimmerschiefer.

Auch dies Gestein stammt ebenso wie der schon beschriebene sillimanitführende Biotitnatrongneiss aus der unmittelbaren Nähe der Eruptivmassen des mittleren Mortirolo-Thales. Da nun die entfernteren Gesteine nach meinen Beobachtungen sillimanitfrei zu sein scheinen, so ist es nicht unmöglich, dass der Sillimanit und vielleicht auch der Granat des sillimanitführenden Gneisses Producte einer schwachen Contactmetamorphose wären. Doch lässt sich das bei dem augenblicklichen Stande meiner Untersuchungen nicht entscheiden.

Unser Gestein besteht wesentlich aus annähernd einaxigem, rothbraunem Biotit und von Sillimanit durchwachsendem Quarz. Ausserdem treten Muscovit, Zirkon, Apatit und ein nicht näher bestimmter Kalknatronfeldspath in kleinen Mengen auf. Der Sillimanit wurde an den gleichen Charakteren wie in dem vorher beschriebenen Gestein erkannt. Auch hier fehlt es nicht an deutlichen Pressungserscheinungen. Das Korn ist kleiner als in dem Sillimanitgneiss. Die etwas scheibenförmigen Quarzkörner erreichen nur etwa 1,1—1,2 mm Durchmesser. Alle übrigen Gemengtheile sind noch kleiner.

D. Phyllitische Gesteine.

Wie schon in der Einleitung erwähnt wurde, treten phyllitische Gesteine erst in den höchsten Theilen des Mortirolo-Thales auf. Sie führen Granat und sind makroskopisch den von mir aus der Val Camonica beschriebenen Quarzlagenphylliten¹ ähnlich. Sie unterscheiden sich aber von diesen, wenigstens in den mikroskopisch untersuchten Proben, durch den gänzlichen Mangel an primärem Chlorit und zeigen eine so unverkennbare Hinneigung zu den Glimmerschiefern, dass man darüber im Zweifel sein kann, ob es nicht richtiger wäre, alle diese Gesteine lieber zu den Glimmerschiefern zu stellen. Ich beschreibe zuerst den glimmerschieferähnlichsten Typus.

1. Phyllitglimmerschiefer. Das Gestein besteht aus abwechselnden dünnen Lagen von Quarz auf der einen, Muscovit, Biotit und Quarz auf der anderen Seite. Der Biotit ist annähernd einaxig. Er geht von bräunlichgelb bis zu

¹ Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1890. p. 528—535.

röthlichbraun. Der Muscovit tritt in grösseren, wohlindividualisirten Blättchen auf. Von accessorischen Gemengtheilen fand ich Granat, Apatit, Turmalin und sehr kleine Mengen schwarzen, nicht näher bestimmten Eisenerzes. Der Granat ist optisch isotrop, rosa gefärbt und stets scharf krystallisirt. Er findet sich in den glimmerigen, niemals in den Quarzlagen. Turmalin ist selten (O dunkelbraun, E ganz hellbraun). Als Apatit bestimmte ich ein schwach doppelbrechendes, lebhaft lichtbrechendes, optisch einaxiges, negatives Mineral. Secundär bilden sich etwas Limonit und Chlorit (nach Biotit und Granat).

Druckspuren sind vorhanden, aber wenig deutlich, wofern nicht etwa die zackig ineinander eingreifenden, selten mehr als 0,5—0,7 mm erreichenden Quarzkörnchen aus grösseren Individuen entstanden sind. Doch weisen die ziemlich grossen Granaten keine Druckspuren auf.

2. Glimmerschieferähnliche Quarzlagenphyllite.

Der Mineralbestand dieser Gesteine stimmt sehr genau mit dem der eben beschriebenen Felsart überein. Das Korn ist feiner und deshalb der Habitus etwas phyllitischer. Die Quarzkörnchen erreichen hier meist nur 0,1—0,3 mm Durchmesser. Die Biotit- und Muscovitblätter gehen aber bis zu 0,8, der Granat sogar bis zu 1,3 mm Durchmesser. Ich beobachtete in ihnen vereinzelte Zirkonkryställchen. Der Muscovit überwiegt an Menge den Biotit. Dieser scheidet bei der Zersetzung Rutil aus. Der wohl auch aus dem Biotit stammende Limonit fand sich in den von mir mikroskopisch untersuchten Schlifflin in etwas grösserer Menge. Er findet sich oft noch zusammen mit metallisch glänzendem, röthlichem Eisenglanz und ist schwer von ihm zu trennen. Wo er in dickeren Schichten auftritt, ist er gelbbraun, sonst bräunlich, seltener röthlichgelb gefärbt. Auch in diesen Gesteinen sind Druckspuren nur wenig entwickelt. Doch gilt auch hier der für das als Phyllitglimmerschiefer bezeichnete Gestein gemachte Vorbehalt.

Zusammenfassung der Resultate.

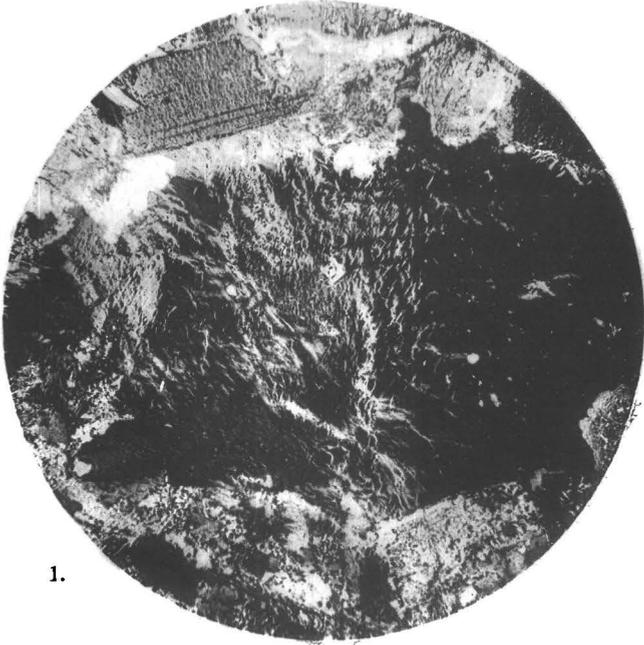
Die im unteren und mittleren Mortirolo-Thale auftretenden Adamellite, Hornblendediorite, Kali- und Natrongneisse

und Glimmerschiefer haben durch den Gebirgsdruck kräftige Deformationen erlitten. Diese äussern sich in je nach der Gesteinsnatur sehr verschiedener Proportion durch bruchlose Biegung, Zerbrechung und chemische Umgestaltung der Gemengtheile. Aus den massigen Gesteinen entstehen scheinbare krystalline Schiefer, und zwar aus dem Adamellit „Mikroklingengneisse“, aus dem Hornblendediorit mit Pseudoschiebung versehene „Klinozoisit-Albit-Amphibolite“.

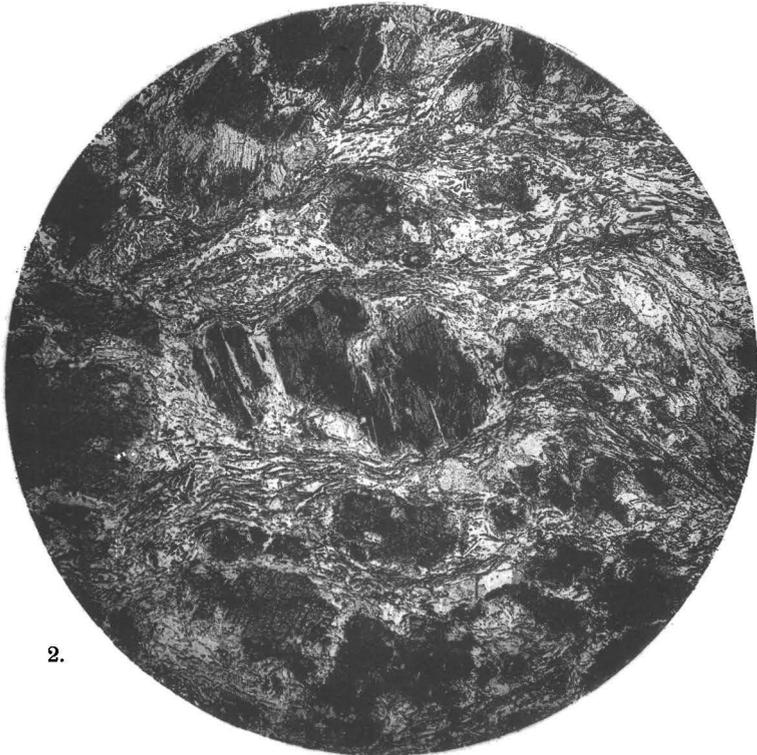
In den gequetschten quarzreichen Mikroklingneissen hat der Quarz nachweislich bruchlose Torsion bis zu 57° erlitten.

Erklärung der Tafel XII.

- Fig. 1. Mikroklin mit secundären Albitlamellen. Nicols gekreuzt. Vergrösserung 45—50. Vergl. p. 361.
- Fig. 2. Gequetschter Hornblendediorit mit Hornblendeaugen und scheinbaren Klinozoisit-Chlorit-Albit-Schichten. Gewöhnliches Licht. Vergrösserung 25. Vergl. p. 384.
-



1.



2.